



# Anomalie thermique et sous-placage en zone d'avant-arc : exemple du massif Triasique de El Oro, Equateur

Nicolas Riel

## ► To cite this version:

Nicolas Riel. Anomalie thermique et sous-placage en zone d'avant-arc : exemple du massif Triasique de El Oro, Equateur. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2012. Français. NNT : 2012GRENU014 . tel-00771736

**HAL Id: tel-00771736**

**<https://theses.hal.science/tel-00771736>**

Submitted on 9 Jan 2013

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

## THÈSE

Pour obtenir le grade de

## DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **TERRE, UNIVERS, ENVIRONNEMENT**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

**Nicolas RIEL**

Thèse dirigée par **Etienne JAILLARD** et  
codirigée par **Stéphane GUILLOT**

préparée au sein du **Laboratoire IsTerre**  
dans l'**École Doctoral TUE**

## Anomalie thermique et sous-placage en zone d'avant-arc : exemple du massif triasique de El Oro, Equateur

Thèse soutenue publiquement le **20/01/2012**,  
devant le jury composé de :

**Mr, Karel, SCHULMANN**

Professeur à l'université de Strasbourg (Rapporteur)

**Mr, Yves, LAGABRIELLE**

Directeur de recherche CNRS, à Géosciences Montpellier (Rapporteur)

**Mr, Robert, PANKHURST**

Chercheur invité au « British Geological Survey » (Examineur)

**Mr, Jean, BRAUN**

Professeur, Chaire d'Excellence de l'ANR à l'IsTERRE Grenoble  
(Président)

**Mr, Jean-Emmanuel, MARTELAT**

Maître de conférences à l'université Claude Bernard, Lyon I  
(Examineur)

**Mr, Etienne, JAILLARD**

Directeur de recherche à l'IsTERRE, Grenoble (Directeur)

**Mr, Stéphane, GUILLOT**

Directeur de recherche CNRS, à l'IsTERRE Grenoble (Directeur)





<b>1. INTRODUCTION GENERALE.....</b>	<b>4</b>
1.1. METAMORPHISME ET « PAIRED METAMORPHIC BELT » .....	6
1.2. FORMATION ET EXHUMATION DES « PAIRED METAMORPHIC BELT » .....	8
1.2.1. <i>Le modèle de slab roll back</i> .....	8
1.2.2. <i>Le modèle de rupture de slab (slab break off)</i> .....	10
1.3. MASSIF METAMORPHIQUE DE EL ORO .....	10
<b>2. CONTEXTE GEODYNAMIQUE .....</b>	<b>12</b>
2.1. GEOLOGIE DE L'AMERIQUE DU SUD .....	12
2.2. LA MARGE SUD AMERICAINE ENTRE LE CARBONIFERE ET LE JURASSIQUE .....	14
2.2.1. <i>Kay et al., 1989 (Marge Gondwanienne)</i> .....	15
2.2.2. <i>Mpodozis et al., 1992 (Chili – 28-31°S)</i> .....	17
2.2.3. <i>Franzese &amp; Spalletti, 2001(Chili – 30-40°S)</i> .....	17
2.2.4. <i>López-Gamundi, 2006 (ouest Gondwana)</i> .....	19
2.2.5. <i>Mišković et al., 2009 (Pérou – 6-15°S)</i> .....	20
2.2.6. <i>Kleiman et al. (2009) (Chili, complexe de Choiyoi, 34-36°S)</i> .....	22
2.2.7. <i>Autres études</i> .....	23
2.3. ETAPES CLEFS ET PROBLEMES SOULEVES .....	24
<b>3. CONTEXTE REGIONAL .....</b>	<b>26</b>
3.1. EVOLUTION TECTONIQUE DES ANDES (DU PEROU A LA COLOMBIE) .....	26
3.1.1. <i>Morphologie des Andes actuelles</i> .....	26
3.1.2. <i>Evolution des Andes (Pérou-Equateur) : du Norien au Sinémurien (215-195 Ma)</i> .....	27
3.1.3. <i>Evolution des Andes (Pérou-Equateur) : de la fin du Sinémurien au Kimméridgien (195-150 Ma)</i> ....	27
3.1.4. <i>Evolution des Andes (Pérou-Equateur) : du Kimméridgien à Berriasien (150-135 Ma)</i> .....	28
3.1.5. <i>Evolution des Andes (Pérou-Equateur) : du Berriasien à l'Aptien (135-110 Ma)</i> .....	28
3.1.6. <i>Evolution des Andes (Pérou-Equateur) : de l'Albien au Turonien (110-88 Ma)</i> .....	29
3.1.7. <i>Evolution des Andes (Pérou-Equateur) : du Coniacien au Paléocène supérieur (88-60 Ma)</i> .....	31
3.1.8. <i>Evolution des Andes (Pérou-Equateur) : du Paléocène supérieur à la fin de l'Oligocène (60-30Ma)</i> . 32	
3.2. LE COMPLEXE METAMORPHIQUE DE EL ORO .....	33
3.2.1. <i>Présentation générale</i> .....	33
3.2.2. <i>Travaux antérieurs</i> .....	36
3.2.2.1. <i>Feininger (1978)</i> .....	36
3.2.2.2. <i>Aspden et al. (1992, 1995)</i> .....	36
3.2.2.3. <i>Gabriele (2002)</i> .....	39
3.2.3. <i>Description des unités et état de l'art</i> .....	40
3.2.3.1. <i>Groupe de Biron</i> .....	42
3.2.3.2. <i>Complexe ophiolitique de Rspas</i> .....	42
3.2.3.2.1. <i>L'unité de Rspas</i> .....	43
3.2.3.2.2. <i>L'unité de El Toro</i> .....	44
3.2.3.3. <i>Groupe métamorphique triasique</i> .....	45
3.2.3.3.1. <i>Unité d'Arenillas-Panupalí</i> .....	45
3.2.3.3.2. <i>L'unité de Piedras</i> .....	46
3.2.3.3.3. <i>Ensemble continental de Tahuin</i> .....	47
3.3. EVOLUTION DES MODELES INTERPRETATIF POUR LE COMPLEXE METAMORPHIQUE DE EL ORO .....	52
3.4. POINTS IMPORTANTS ET PROBLEMES SOULEVES .....	53
<b>4. ANALYSE STRUCTURALE .....</b>	<b>57</b>
4.1. INTRODUCTION .....	57
4.2. CARTOGRAPHIE .....	59
4.2.1. <i>Unités de El Tigre et La Victoria</i> .....	59
4.2.2. <i>Unité de La Bocana</i> .....	60
4.2.2.1. <i>Avant-propos : les migmatites</i> .....	60
4.2.2.2. <i>Unité de La Bocana</i> .....	62

4.2.2.3. Plutons de Marcabeli, d'El Prado et de La Florida .....	66
4.2.2.4. Unité de Piedras .....	68
4.2.2.5. Unité d'Arenillas-Panupalí .....	69
4.3. ETUDE DE LA DEFORMATION .....	70
4.3.1. Introduction .....	70
4.3.2. Bassin de Celica-Lancones .....	70
4.3.3. El Tigre .....	74
4.3.4. La Victoria .....	77
4.3.5. Unité de La Bocana .....	81
4.3.5.1. Introduction sur la structure .....	81
4.3.5.2. Critères cinématiques syn-migmatisations .....	84
4.3.5.3. Déformation post-migmatisation .....	93
4.3.6. Unité de Piedras .....	93
4.3.7. Unité d'Arenillas-Panupalí .....	95
4.4. ETUDE DES CONTACTS .....	98
4.4.1. Contact entre l'unité de Piedras et l'unité de La Bocana .....	98
4.4.2. Contact entre les unités de Piedras et d'Arenillas-Panupalí .....	101
4.4.3. Contact entre les plutons granitoïdiques (Marcabeli et El Prado) et les métasédiments adjacents (El Tigre et La Victoria) .....	103
4.4.4. Contact entre l'unité de El Tigre et la série du bassin de Celica-Lancones .....	106
4.5. DISCUSSION SUR L'ETUDE STRUCTURAL .....	107
4.5.1. Principaux résultats .....	107
4.5.2. Discussion .....	114
4.5.2.1. Déformation triasique D1 .....	116
4.5.3. Déformations post-triasiques .....	122
4.5.3.1. Episode Jurassique supérieur-Crétacé inférieur .....	122
4.5.3.2. Episode tardi-Crétacé .....	124
4.5.4. Conclusions .....	126
<b>5. ETUDE METAMORPHIQUE ET GEOCHRONOLOGIQUE .....</b>	<b>128</b>
<b>6. SUPPLEMENTS SUR L'ETUDE METAMORPHIQUE .....</b>	<b>189</b>
6.1. ETUDE DE LA MATIERE CARBONÉE PAR SPECTROSCOPIE RAMAN .....	189
6.1.1. Principes de la spectroscopie Raman .....	189
6.1.2. Spectres Raman de Matière Carbonée (RSCM) .....	190
6.1.3. Cas du groupe Tahuin .....	192
6.2. CARTOGRAPHIES MICROSONDE .....	202
6.2.1. Introduction et méthode .....	202
6.2.2. Cartographie sur grenat .....	202
6.2.3. Cartographie chlorite-phengite .....	206
<b>7. ETUDE GÉOCHIMIQUE .....</b>	<b>212</b>
7.1. METHODOLOGIE .....	212
7.2. ELEMENTS MAJEURS .....	212
7.2.1. Métasédiments de l'unité de La Victoria .....	213
7.2.2. Migmatites de La Bocana .....	213
7.2.3. Leucosomes, corps granitiques et unité de Marcabeli .....	217
7.2.4. Classification et discussion sur les éléments majeurs .....	219
7.3. ELEMENTS TRACES .....	222
7.3.1. Groupe de Tahuin .....	228
7.3.2. Unité de Piedras .....	229
7.4. DISCUSSION ET CONCLUSIONS SUR L'ETUDE GEOCHIMIQUE .....	229
<b>8. MODELISATION NUMERIQUE DE L'EVENEMENT THERMIQUE .....</b>	<b>234</b>
8.1. INTRODUCTION .....	234

8.2. PRINCIPES PHYSIQUES.....	235
8.3. MODELES NUMERIQUES THERMIQUES.....	235
8.3.1. MISE EN PLACE DU PLUTON DE PIEDRAS .....	236
8.3.2. MODELES DE REFROIDISSEMENT .....	246
8.4. CONCLUSIONS SUR LES MODELES DE DIFFUSION THERMIQUE.....	251
<b>9. SYNTHESE .....</b>	<b>252</b>
9.1. SYNTHESE .....	252
9.1.1. Etude structurale .....	252
9.1.2. Etude métamorphique.....	253
9.1.3. Etude géochronologique.....	254
9.1.4. Etude géochimique .....	254
9.1.5. Etude par modélisation thermique.....	256
9.2. MODELES D'EVOLUTION.....	257
<b>10. DISCUSSION GENERALE .....</b>	<b>266</b>
10.1. "PAIRED METAMORPHIC BELTS" ET METAMORPHISME DE ULTRA-HAUTE TEMPERATURE EN AVANT ARC.....	266
10.1.1. Reconstructions paléogéographiques.....	268
10.1.1.1. Définition .....	268
10.1.1.2. Paléogéographie du Carbonifère au Jurassique .....	269
10.1.1.3. Domaine Téthysien.....	271
10.1.1.4. Déplacement de Gondwana et de l'Amérique du sud .....	273
10.1.2. Corrélations globales .....	275
10.1.2.1. APWP et géodynamique .....	275
10.1.2.2. La limite PermoTtriasique.....	276
10.2. PERMIAN-TRIASSIC THERMAL ANOMALY (PTTA).....	277
10.3. MODELISATION THERMO-MECANIQUE .....	295
10.4. CONCLUSIONS.....	300
<b>11. PERSPECTIVES.....</b>	<b>302</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE.....</b>	<b>306</b>
<b>ANNEXES.....</b>	<b>323</b>

# 1. Introduction générale

Les marges en convergence sont caractérisées par deux systèmes majeurs qui coexistent depuis au moins 1 Ga : le système de subduction-collision continentale de type eurasiatique (i.e. les chaînes de type calédonienne, varisque ou téthysienne...) et le système de subduction péri-pacifique où la subduction océanique a été plus ou moins continue depuis plusieurs centaines de millions d'années. Pour ce dernier, les zones d'avant-arc constituent des zones particulièrement intéressantes pour comprendre l'évolution de la subduction au cours du temps. Ces zones directement au contact avec le slab peuvent en effet enregistrer des événements tectoniques et des conditions métamorphiques variés (e.g formation de « paired metamorphic belts »)

Lors de ce travail de thèse, j'ai travaillé sur une coupe de l'avant-arc triasique équatorial. Le choix de cette cible réside dans son basculement d'environ 90°, mettant à l'affleurement une section complète de 30 km d'épaisseur depuis des sédiments non métamorphiques jusqu'au Moho.

L'étude directe de l'avant-arc a été conduite à l'aide de différentes méthodes : structurale, métamorphique, géochronologique, géochimique et modélisation thermique et thermomécanique. Ceci nous a permis de déterminer les conditions qui ont mené à la migmatisation d'une portion de la croûte continentale dans l'avant-arc, à la formation d'une « paired metamorphic belt », avec sous-placage de roches de haute-pressure basse-température. A la lumière de ces résultats, nous proposons à une échelle plus globale, un modèle pour expliquer une anomalie thermique généralisée le long de la marge panthalassienne du Gondwana durant la période permo-triasique.

Ce travail de thèse s'organise autour de 10 chapitres.

- Le chapitre 1 décrit la définition et les modèles de formation des « paired metamorphic belts ».

- Les chapitres 2 et 3 présentent le travail bibliographique effectué sur le contexte géodynamique de l'Amérique du Sud puis sur le contexte géologique régional du massif métamorphique de El Oro, depuis le Carbonifère jusqu'au Tertiaire.
- Le chapitre 4 présente l'analyse structurale de la « paired metamorphic belt » de El Oro et détaille les phases tectoniques et métamorphiques.
- Les chapitres 5 et 6 font l'objet de l'étude métamorphique et géochronologique de la partie continentale de l'avant-arc triasique et précisent les conditions P-T-t.
- Le chapitre 7 présente les résultats obtenus lors de l'étude géochimique sur l'ensemble continental et discute le rôle des transferts des liquides magmatiques à travers la croûte d'avant-arc.
- Le chapitre 8 contraint les conditions de migmatisation de l'avant-arc triasique à partir de la modélisation thermique de la mise en place d'un pluton gabbroïque en base de croûte.
- Le chapitre 9 synthétise les résultats obtenus lors de ce travail, et le chapitre 10 les discute à la lumière du contexte géodynamique global durant la période qui s'étend de la fin du Carbonifère au début du Jurassique.

## 1.1. Métamorphisme et « paired metamorphic belt »

Sur terre, le métamorphisme affectant la croûte terrestre (au moins depuis le Néo-Archéen) peut être lié à trois types de gradient géothermique (Brown, 2010 ; Fig. 1-1). (1) Les ceintures granulitiques de ultra-haute température sont caractérisées par un gradient thermique supérieur à  $20^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , nécessitant un apport de chaleur mantellique par advection. (2) Les ceintures éclogitiques et granulitiques de haute pression sont caractérisées par un gradient thermique de  $10$  à  $20^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Pour ces unités, le réchauffement peut avoir lieu en réponse à l'épaississement crustal et elles enregistrent typiquement la transition subduction/collision. (3) Les ceintures métamorphiques de haute pression à ultra-haute pression caractérisées par un gradient thermique de  $4$  à  $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , qu'on ne connaît que dans des conditions de subduction.

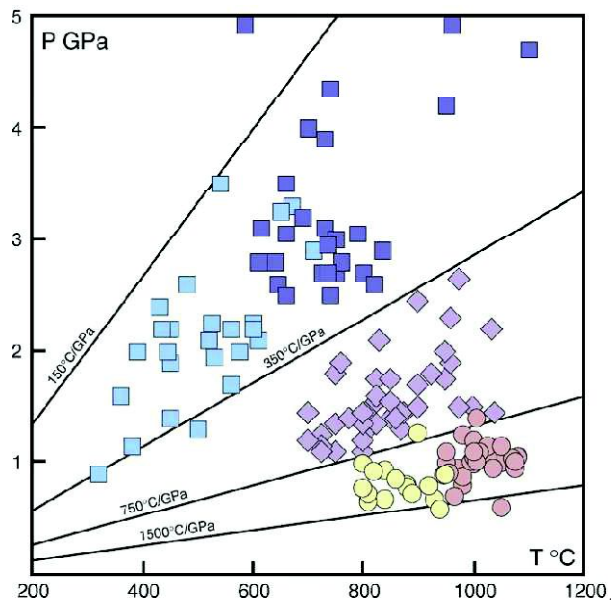


Figure 1-1 : Conditions métamorphiques basées sur l'estimation du pic P-T de 140 ceintures métamorphiques (d'après Brown, 2010) en relation avec les gradients thermiques. Les symboles et leurs couleurs correspondent aux différents faciès métamorphiques : cercles, roches granulitiques à ultra-haute température ; losanges, roches éclogitiques de moyenne température et roches granulitiques de haute pression ; carrés, roches de haute à ultra-haute pression.

Au Japon et dans d'autres parties des régions circum-pacifiques l'arrangement spatial des ceintures métamorphiques de haute pression - basse température (HP-LT) et de haute

température – basse pression (BP-HT) d'âges apparemment similaires mena Miyashiro (1961) à l'idée que les ceintures métamorphiques se développaient par paires (Fig. 1-2).

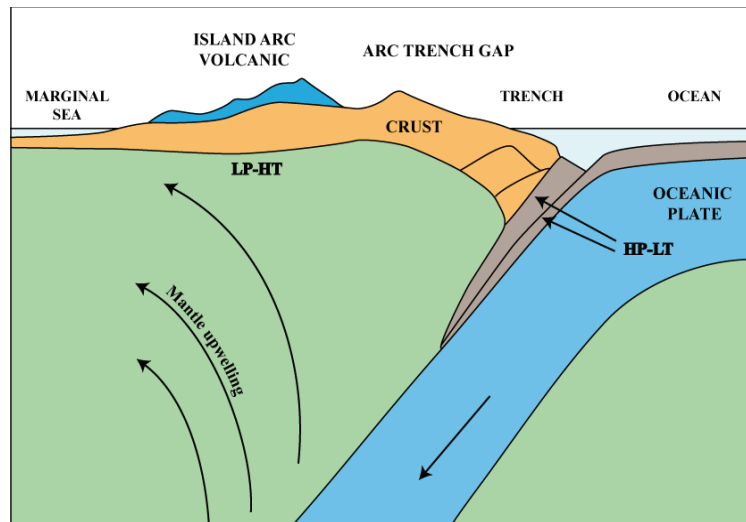


Figure 1-2 : Modèle de formations de "paired metamorphic belts" modifié d'après Miyashiro (1961).

Avec l'introduction de la tectonique des plaques à la fin des années 60, Oxburgh & Turcotte (1971) montrèrent que les « paired metamorphic belt » étaient la manifestation de perturbations thermiques dues à l'augmentation du géotherme (HT-BP) au niveau de l'arc et à sa réduction au niveau de la fosse (HP-BT). Dès lors les « paired metamorphic belt » furent communément interprétées comme des évidences de subduction. Plus récemment, Brown (2010) a élargi la définition des "paired metamorphic belt" de Miyashiro qui s'appliquait aux subductions océaniques, à toutes ceintures métamorphiques pénécemporaines, de métamorphisme contrasté, ayant enregistré différents gradients thermiques apparents, l'un plus chaud et l'autre plus froid, juxtaposés par un processus tectonique. Le concept original de Miyashiro (1961) est alors étendu à d'autres contextes que les ceintures de HP-BT et HT-BP, des systèmes orogéniques d'accrétion circum-pacifique. Ceci rend la définition de Brown d'autant plus utile que dans les systèmes orogéniques de subduction-collision, la phase de subduction océanique est suivie par la phase de collision. Les roches enregistrent alors l'empreinte pénécemporaine du métamorphisme de type Barrovien (MP-MT, chemin P-T horaire) et de type Buchan (HT-LP, chemin P-T antihoraire) (e.g., Goscombe & Hand, 2000 ; Spear et al., 2002). Par conséquent, l'étude des "paired metamorphic belt" est cruciale dans la

compréhension des systèmes orogéniques d'accrétion et des systèmes orogéniques de subduction-collision (Fig. 1-3). En effet, les "paired metamorphic belt" représentent les rares témoins de périodes clefs où le contexte tectonique a permis à la fois la formation de ceintures de roches de HT-BP et celles de ceintures de roches de HP-BT, puis leur juxtaposition.

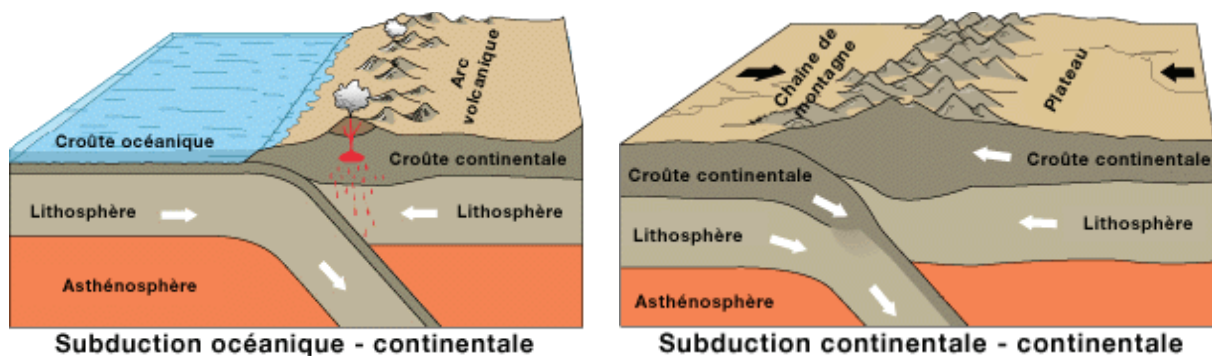


Figure 1-3 : Les deux grands types de frontières de plaque convergentes.

## 1.2. Formation et exhumation des « paired metamorphic belt »

Dans ce paragraphe, nous ne nous concentrerons que sur les modèles permettant d'expliquer la formation synchrone ou pénécontemporaine des ceintures métamorphiques de HP-BT et HT-BP, et leur juxtaposition. Deux modèles sont communément invoqués pour expliquer la formation des « paired metamorphic belt » :

### 1.2.1. Le modèle de slab roll back

Le modèle de « slab roll back » (e.g. Brun & Faccenna, 2008) (Fig. 1-4) implique l'entrée en subduction d'un bloc continental qui provoque le maintien en surface de la partie supérieure du slab par effet de « flotteur » du bloc continental, pendant que la partie inférieure du slab continue à plonger, induisant la verticalisation du panneau plongeant. Les ceintures de roches de HP-BT sont alors exhumées au niveau de l'interface des deux plaques, par découplage avec le manteau lithosphérique plongeant (Fig. 1-4a, b, c). A partir de l'étape (d), le bloc continental est entièrement accrété et le slab se retire (slab roll back, Fig. 1-4d, e) pour retrouver son pendage d'équilibre.



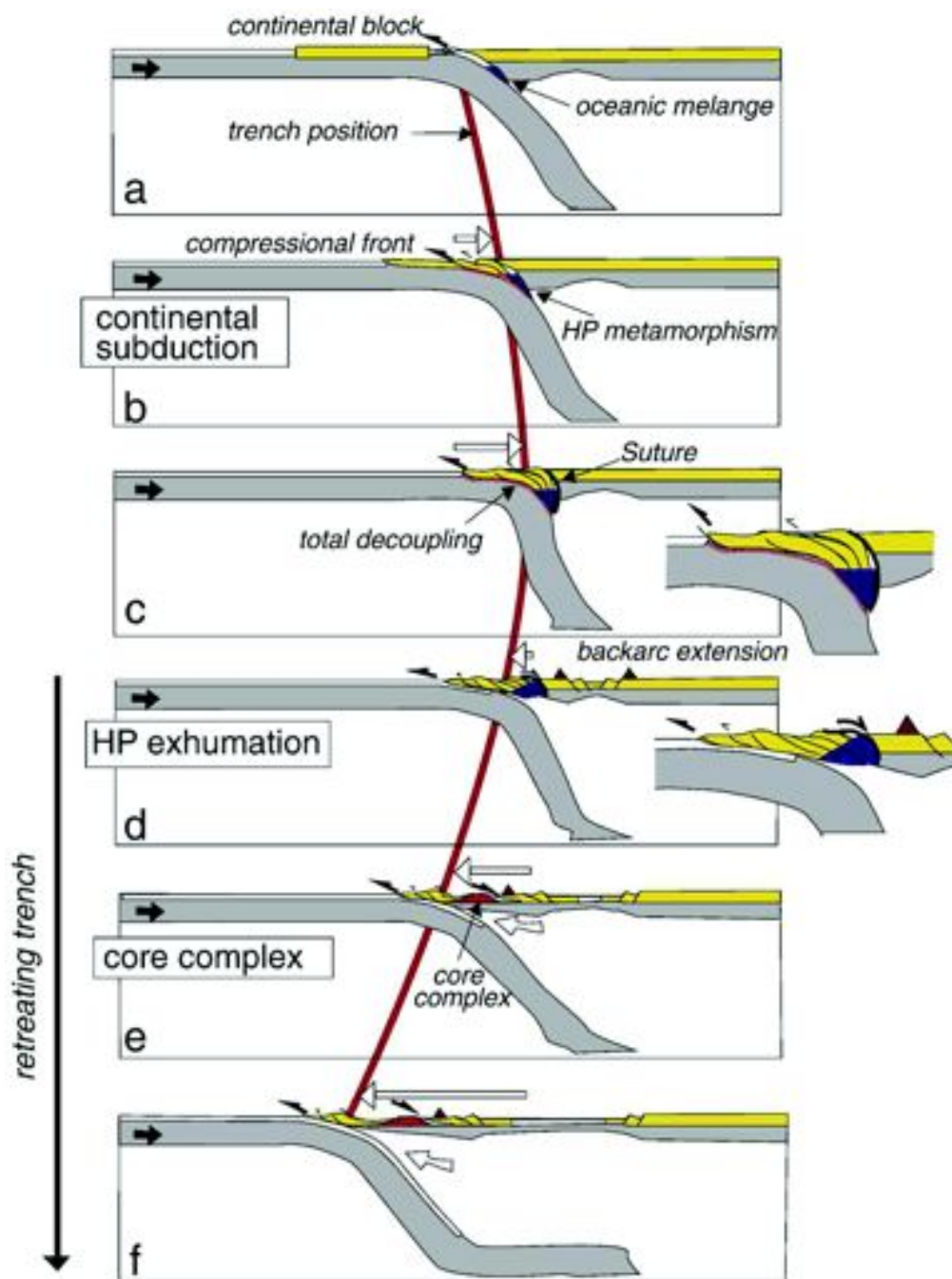


Figure 1-4 : Modèle du slab roll back (d'après Brun & Faccenna, 2008).

Lors du retrait du slab et de la fosse, la formation d'un « metamorphic core complex » (ceinture métamorphique de HT-BP) et son exhumation ont lieu en contexte extensif le long de grands détachements d'échelle crustale. Dans ce cas, la juxtaposition du métamorphisme de HP-BT et de HT-BP est spatiale et décalée dans le temps, et associée à un retrait majeur de

la fosse. Les trois premières étapes du modèle (Fig. 1-4a, b, c) expliquent pourquoi l'on observe communément au niveau des sutures des chaînes de collision des ceintures de roches de HP-BT plus ou moins continues (e.g. Himalaya, Alpes).

### 1.2.2. Le modèle de rupture de slab (slab break off)

De la même manière que pour les premières étapes du modèle de « slab roll back », à la suite de l'accrétion d'un bloc, le panneau plongeant verticalisé provoque l'exhumation des roches de HP-BT. Cependant, pour différentes raisons (e.g. flottabilité du bloc continental trop importante) le slab se rompt et sa partie inférieure détachée s'enfonce, ouvrant une « fenêtre » dans l'asthénosphère. Cet espace est remplacé par du manteau asthénosphérique chaud, entraînant un métamorphisme de HT-BP à l'aplomb de la zone de rupture (Fig. 1-5).

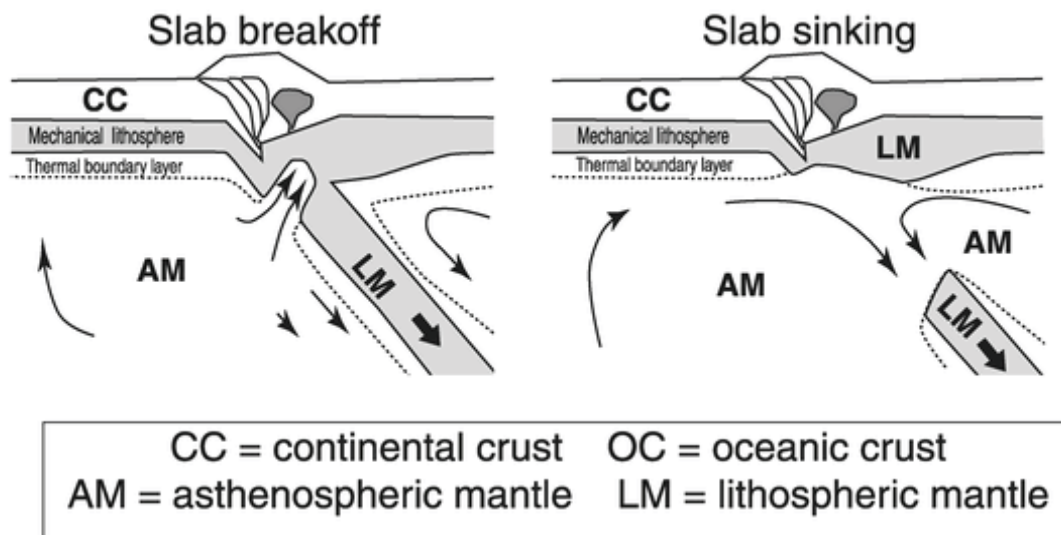


Figure 1-5 : Modèle de slab break off (Davies & von Blanckenburg, 1995)

## 1.3. Massif métamorphique de El Oro

Au sud-ouest de l'Equateur le complexe métamorphique de El Oro (Feininger, 1978) est un massif composite, constitué de plusieurs groupes tectono-métamorphiques qui ont enregistré des histoires variées. Ce massif est situé en position d'avant-arc depuis le Carbonifère (Fig. 1-6), et a la particularité géométrique d'avoir ses structures orientées E-W alors que l'orientation des structures de la chaîne Andine est grossièrement N-S.

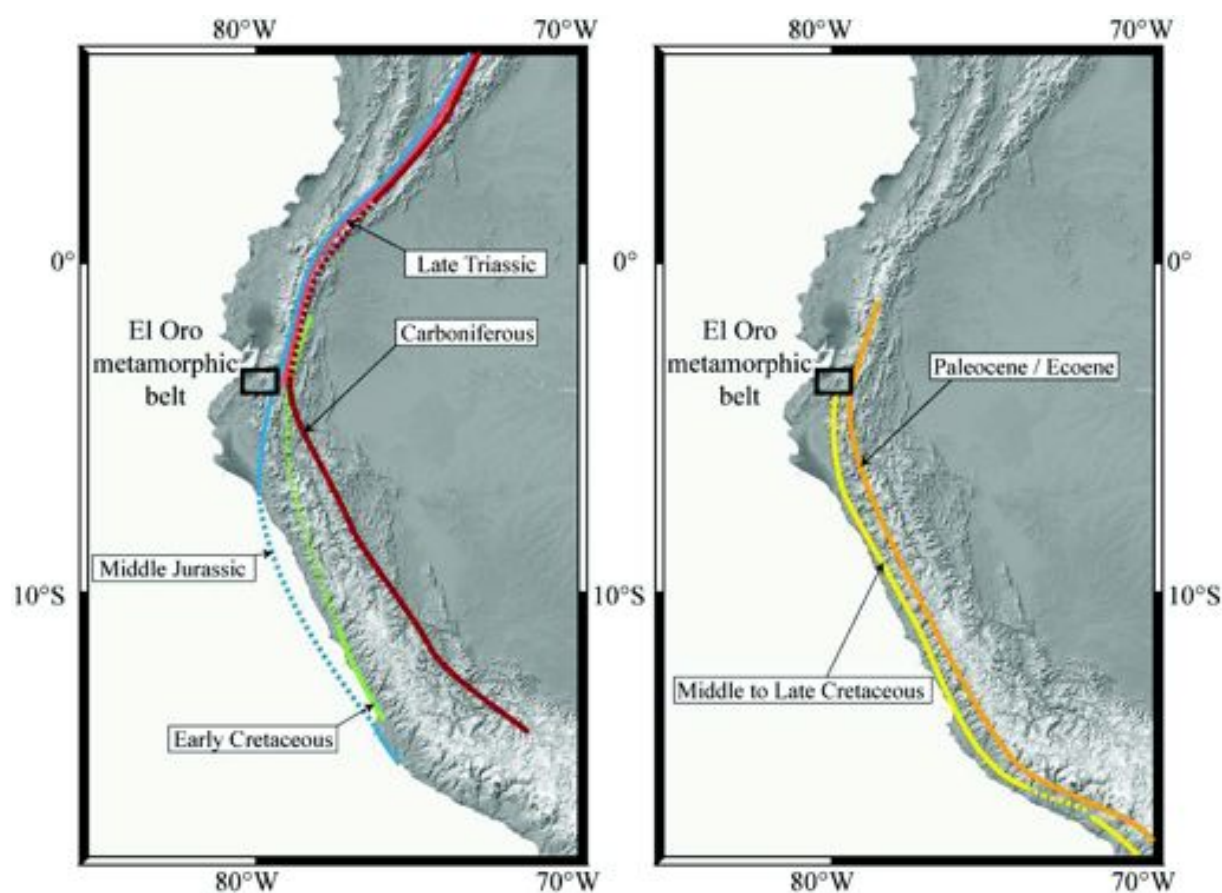


Figure 1-6 : Position des arcs volcaniques liés à la subduction entre le Carbonifère et l'éocène, modifié d'après Jaillard et al. (1995).

La partie sud du massif qui fait l'objet de ce travail, est un ensemble géologique métamorphisé au Trias, unique dans les Andes (i.e. Feininger, 1978 ; Aspden et al., 1995 ; Gabriele, 2002). Du sud au nord, cette partie est subdivisée en plusieurs unités qui ont enregistré des conditions métamorphiques différentes : une série continentale partiellement fondue (HT-BP), un corps métagabbroïque (HT-BP ; Aspden et al., 1995) et un fragment océanique (HP-BT ; Arenillas-Panupali). La juxtaposition de ces terrains de HT-BP et de HP-BT en position d'avant-arc sont les témoins de conditions géodynamiques exceptionnelles, qui constituent la "paired metamorphic belt" de El Oro. L'étude de ce massif est cruciale car il constitue une fenêtre unique sur l'histoire Permo-Triasique de la marge sud-américaine et de ses relations avec le système Panthalassien.

## 2. Contexte géodynamique

### 2.1. Géologie de l'Amérique du sud

Le continent sud américain est constitué de deux ensembles géologiques majeurs: le complexe cratonique, et, sur sa marge occidentale, la chaîne Andine. Le complexe cratonique formant la majeure partie du continent est composé de plusieurs provinces tectoniques d'âge supérieur à 1 Ga (Fig. 2-1).

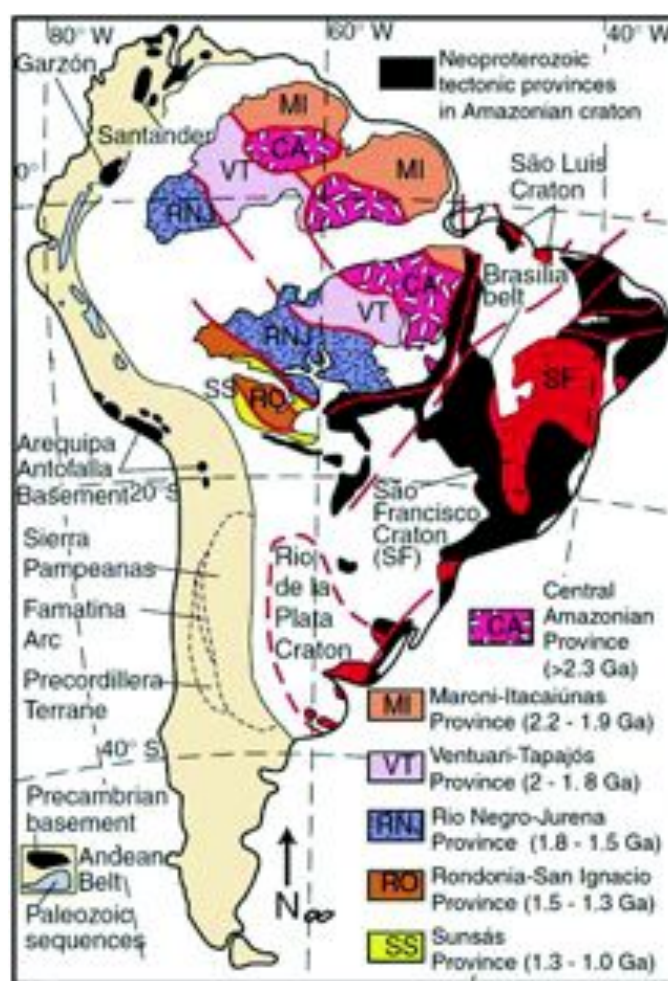


Figure 2-1 : Carte structurale de l'Amérique de Sud (modifiée d'après Chew et al., 2007) illustrant les provinces tectoniques majeures.



L'accrétion finale des complexes cratoniques, qui donne sa géométrie actuelle au continent, a eu lieu au Néoprotérozoïque (Chew et al., 2007). Sur la bordure Ouest du complexe cratonique, la majeure partie du socle continental Andin est interprétée comme formée lors de la collision entre les continents Laurentia et Amazonia entre 1300 et 900 Ma (e.g. Restrepo et al., 1997 ; Chew et al., 2008). Ce socle hérité que l'on retrouve depuis le centre de la chaîne des Andes jusqu'au Mexique est communément appelé « Socle de Grenville » (Fig.2-2a). La chaîne Andine construite sur ce socle est un exemple typique d'orogène lié à une subduction océanique sous une marge continentale.

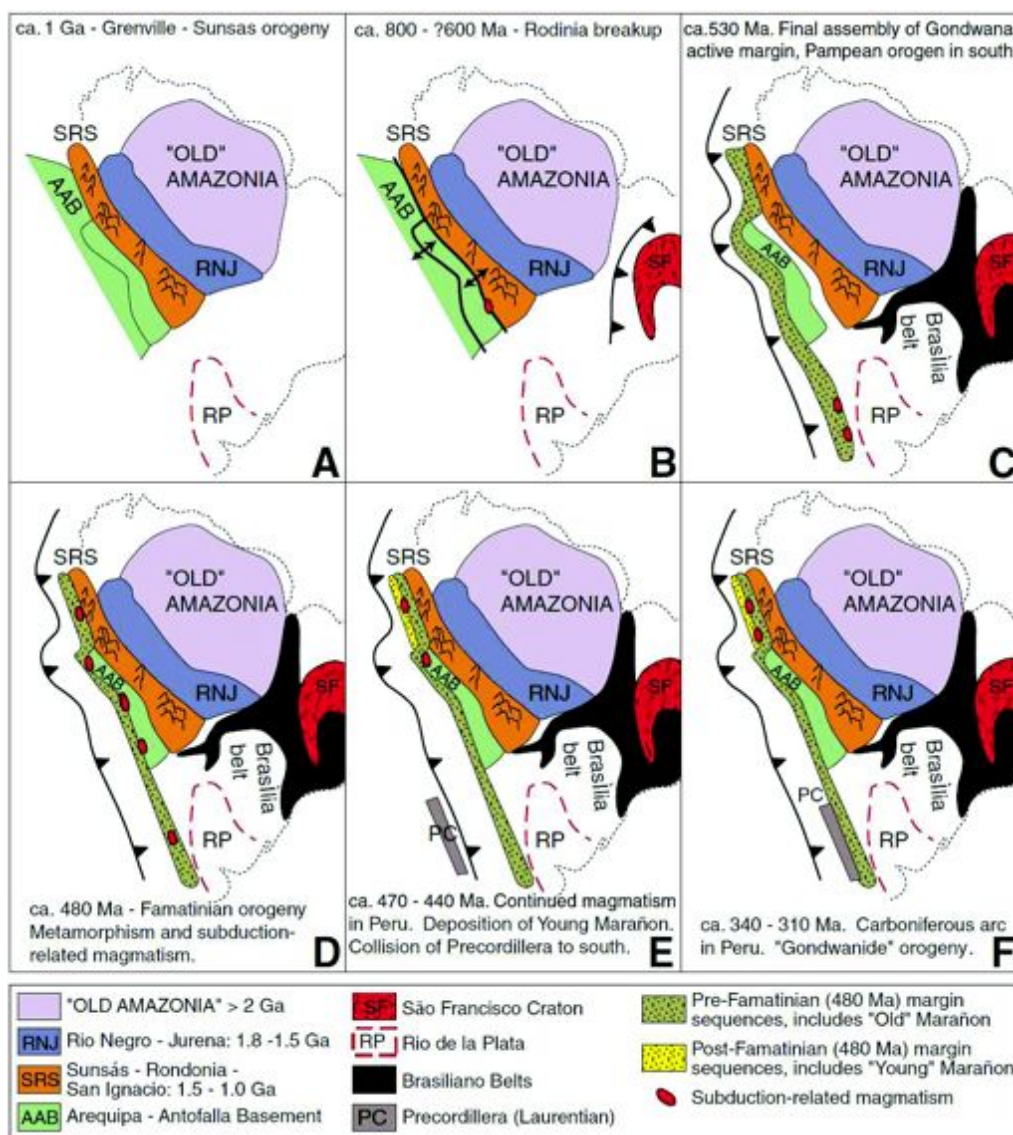


Figure 2-2 : Evolution géodynamique de l'Amérique du sud depuis 1 Ga (Chew et al., 2007).

Les premiers témoins magmatiques de l'existence d'une subduction apparaissent dès la fin du Cambrien (Rapela et al., 1998 ; Cawood, 2005 ; Escayola et al., 2007; Chew et al., 2008). Par la suite la marge continentale active de l'Amérique du sud connaît deux périodes majeures de magmatisme lié à la subduction : l'"orogène" Gondwanienne ou Proto-Andine (du Carbonifère au Trias) (e.g. Mpodozis & Ramos, 1989 ; Bahlburg & Hervé, 1997) et l'orogène Andine moderne (du Jurassique jusqu'à l'actuel) (e.g. Coira et al., 1982 ; Mpodozis & Ramos, 1989).

Alors que la marge continentale occidentale de l'Amérique du sud est active au moins depuis le Carbonifère, la morphologie et les reliefs actuels n'ont été acquis que depuis la fin du Crétacé sous les effets combinés du sous-placage magmatique (Sempere, 2010), du raccourcissement crustal et de l'accrétion de plateaux océaniques (e.g. Gansser, 1973 ; Mégard, 1987 ; Litherland et al., 1994 ; Jaillard et al., 2002). La géométrie actuelle de la chaîne Andine résulte d'une succession complexe de stades d'accrétions de blocs continentaux et océaniques et de plutonisme lié à une zone de convergence de plaques plus ou moins constante pendant le Phanérozoïque (Chew et al, 2007). Cette complexité apparente est fortement dépendante des mouvements récents et de l'obscurcissement des unités magmatiques et métamorphiques par le volcanisme tertiaire et les nombreux bassins sédimentaires (Fig. 2-1). Si les Andes modernes (depuis le Jurassique) sont relativement bien étudiées, l'histoire pré-Jurassique est fragmentaire. La zone d'étude de cette thèse se situe au sud-ouest de l'Equateur et concerne le complexe métamorphique de El Oro. Ce complexe représente un témoin unique de l'enregistrement géologique de la période de transition entre les phases orogéniques Proto-Andine (du Carbonifère au Trias) et Andine moderne (Jurassique jusqu'à aujourd'hui).

## **2.2. La marge sud Américaine entre le Carbonifère et le Jurassique**

La signature magmatique enregistrée par la marge occidentale de l'Amérique du sud entre le Carbonifère et le Jurassique change par deux fois. Le Carbonifère (320-260 Ma) est marqué par une période de magmatisme d'arc lié à la subduction (de type I). Du Permien

supérieur jusqu'au Jurassique inférieur (260-200 Ma), la marge enregistre une forte anomalie dans sa signature magmatique, avec la mise en place de magmatisme bimodal de type S. Au Jurassique inférieur (200-190 Ma), la signature change à nouveau et montre une reprise du magmatisme lié à la subduction. Dans ce paragraphe, nous présenterons plus particulièrement, et par ordre chronologique, les études principales concernant la période Carbonifère-Jurassique le long de la marge sud Américaine.

### **2.2.1. Kay et al., 1989 (Marge Gondwanienne)**

Kay et al. (1989) montrèrent que la marge externe pacifique du Gondwana depuis l'Amérique du sud jusqu'en Australie (Fig. 2-3), connaissait la mise en place au Permien d'importants volumes magmatiques granito-rhyolitiques de type S (à forte composante crustale) (Fm. Choyoi au Chili ; Fm. Chon Aike, en Patagonie ; Fm. New England en Australie)



Figure 2-3 : Carte de Gondwana (Mpodozis & Kay, 1992) montrant la distribution des provinces granito-rhyolitiques entre la fin du Paléozoïque et le début du Jurassique.

Ces magmas sont issus de la fusion partielle de la croûte, dont la source de chaleur paraît être l'injection syn-extension de basaltes en base de croûte (Kay et al., 1989). Deux explications pour l'anomalie thermique sont alors avancées par Kay et al. (1989) : (1) l'arrêt de la subduction provoque la rupture du slab et l'upwelling de l'asthénosphère, (2) la chaleur accumulée et piégée par la formation du supercontinent Pangée provoque de plus forts gradients thermiques et la fusion mantellique. Il est intéressant de remarquer que Kay et al., (1989) ont anticipé les modèles plus récents tels que ceux de Coltice et al. (2007). Le point fondamental de leur étude réside dans la mise en relation de l'anomalie magmatique et des enregistrements paléo-magnétiques. En effet, Kay et al. (1989) ont mis en évidence que, alors qu'au Carbonifère le Gondwana se déplace vers le nord, durant le Permo-triasique et



l'anomalie thermique, ce mouvement est stoppé, puis reprend au Jurassique (synchrone avec la reprise du magmatisme lié à la subduction et l'établissement du système Andin moderne). Il est important de souligner que ces auteurs n'invoquent pas d'accrétions continentales pour expliquer l'origine de cette anomalie thermique. Dès lors, différents auteurs identifièrent le même changement magmatique le long de la marge sud Américain.

### **2.2.2. Mpodozis et al., 1992 (Chili – 28-31°S)**

Mpodozis & Kay (1992) montrent que, lors de l'assemblage et la dislocation du supercontinent Pangée, la marge Chilienne entre 28 et 31°S connut quatre phases géodynamiques distinctes.

(1) Magmatisme lié à la subduction (type I) entre le Carbonifère et le début du Permien pendant une période de déplacement rapide de Gondwana par rapport au pôle sud.

(2) Collision d'un bloc continental (Equis) au Permien pendant une période de déplacement importante du Gondwana par rapport au pôle sud.

(3) Fusion crustale généralisée entre la fin du Permien et le début du Jurassique. L'épisode de fusion crustale est interprété comme la conséquence de la collision du bloc continental au Permien, probablement favorisée par un manteau anormalement chaud (e.g. Kay et al., 1989) comme proposé par ailleurs par Coltice et al. (2007).

(4) Rifting associé à l'éclatement du Gondwana, et renouvellement de la subduction le long de marge sud Américaine (Andes modernes).

### **2.2.3. Franzese & Spalletti, 2001 (Chili – 30-40°S)**

Plus au sud, entre 30 et 40 °S, Franzese & Spalletti (2001) montrent que la marge chilienne est soumise à la subduction et à l'épaississement crustal jusqu'au Permien (Fig. 2-4a). Du Permien supérieur au Trias moyen, la signature magmatique enregistrée par la marge change pour devenir bimodal de type S et la subduction est probablement stoppée.

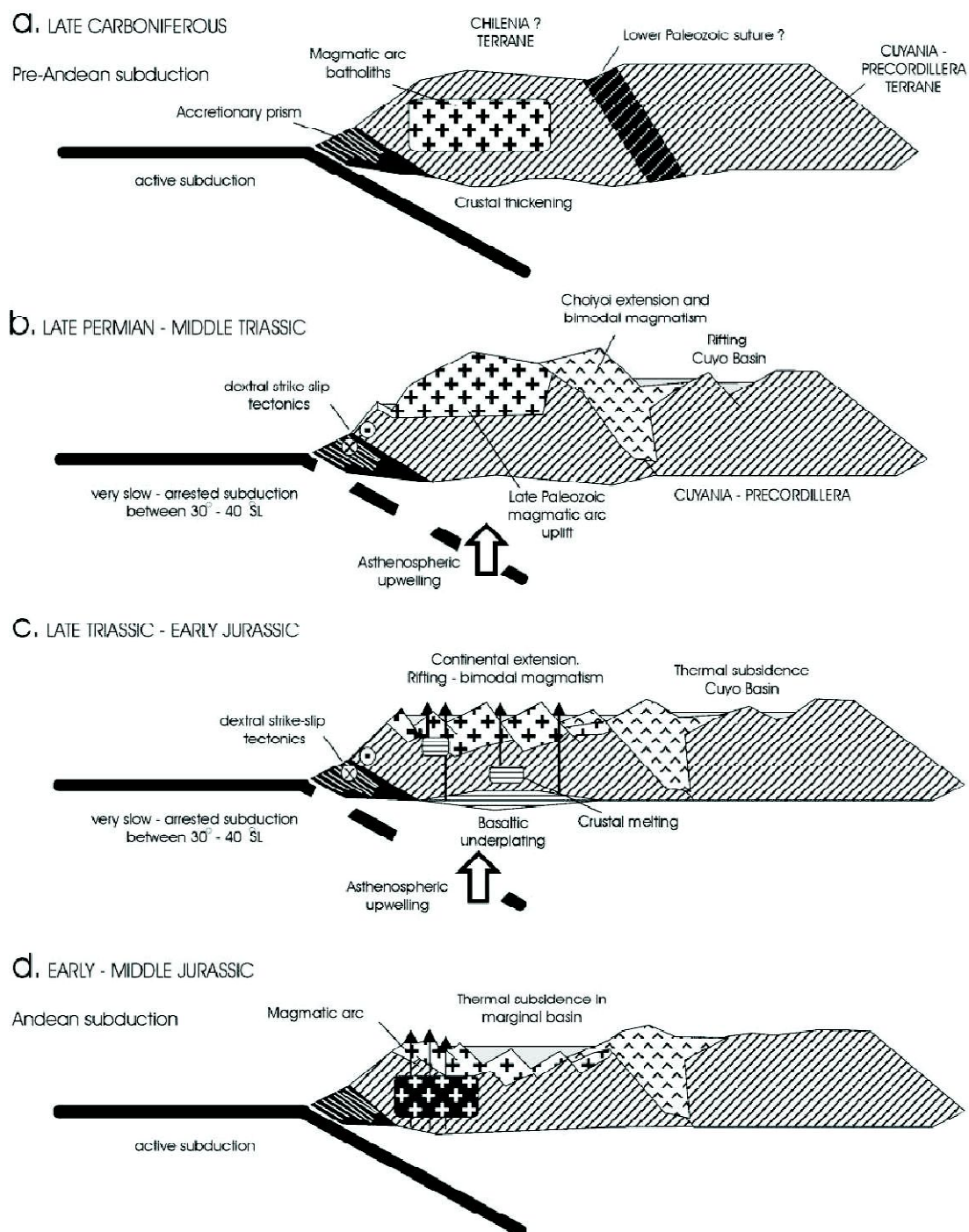


Figure 2-4 : Coupe schématique à 37°S montrant l'évolution tectonique entre la Fin du Paléozoïque et le milieu du Jurassique (Franzese & Spalletti, 2001)

La marge connaît alors la mise en place du complexe bimodal de Choyoi en contexte transtensif dextre lors d'une période pendant laquelle le manteau est anormalement chaud

(100°C supérieur à son état "normal" ; Coltice et al., 2007)(Fig. 2-4b). La présence d'un manteau anormalement chaud fait suite à une probable rupture du slab et la remontée de l'asthénosphère directement sous la cordillère. Entre le Trias supérieur et le Jurassique inférieur, la remontée de l'asthénosphère est maximale et permet la fusion partielle du manteau et le sous-placage des magmas basaltiques en base de croûte. La mise en place du magmatisme bimodal a lieu en contexte d'extension continentale (Fig. 2-4c). Finalement au début du Jurassique le magmatisme lié à la subduction, marque la fin de la période d'anomalie thermique.

Selon ces auteurs, l'arrêt de la subduction entre le Permien supérieur et le Jurassique inférieur, de manière concomitante avec la mise d'un contexte transtensif dextre parallèle à la marge continental, causa la rupture du slab et la génération d'une fenêtre asthénosphérique, ce qui eut pour conséquences le réchauffement anormal du manteau supérieur, la mise en place de magmatisme bimodal, et l'effondrement gravitaire de la marge par érosion thermique de la marge.

#### **2.2.4. López-Gamundi, 2006 (ouest Gondwana)**

López-Gamundi (2006) montre que le magmatisme de type S est généralisé le long de la marge sud américaine au Permien. Ce magmatisme montre l'augmentation de la participation crustale au cours du temps. En Patagonie, deux épisodes sont identifiés : l'un au Permien moyen (280-260 Ma) et l'autre au Trias (240-230). Ces deux épisodes sont corrélés avec les deux pics d'activité au même moment de la province magmatique de Choyoi (Kay et al., 1989), et présentent une augmentation du caractère péralumineux des roches. De plus, López-Gamundi (2006) remarque que le magmatisme Permien de l'Amérique du Sud fait partie d'une large province magmatique de la marge gondwanienne qui s'étend à la péninsule Antarctique (Millar et al., 2002).

Un autre aspect important souligné par cet auteur est la superposition au moins partielle du volcanisme et du magmatisme permo-triasiques avec la phase orogénique San Rafael (SROP). Cette phase orogénique largement reconnue (e.g. Azcuy & Caminos, 1987 ; Llambías & Sato, 1995 ; Mpodozis & Kay, 1992) a affecté une grande partie de la marge

gondwanienne, causant une surrection et interrompant la sédimentation dans les zones proches de l'arc magmatique entre 280 et 250 Ma.

#### **2.2.5. Mišković et al., 2009 (Pérou – 6-15°S)**

Au Pérou, Mišković et al. (2009) ont réalisé une étude géochronologique (Fig. 2-5) et géochimique de large envergure sur les plutons de la Cordillère orientale. L'arc magmatique lié à la subduction est daté de la période Carbonifère-Permien (340-285 Ma). Il s'ensuit durant le Permo-Trias (275-220 Ma) une période d'extension crustale et d'emplacement de granitoïdes de type S dont le pic de fréquence est estimé par ces auteurs à 235-240 Ma. La phase terminale entre le Trias supérieur et le Jurassique inférieur (220-190 Ma) est marquée par l'anatexie locale de la croûte supérieure de la Cordillera Carabaya au sud du Pérou (Fig. 2-5).



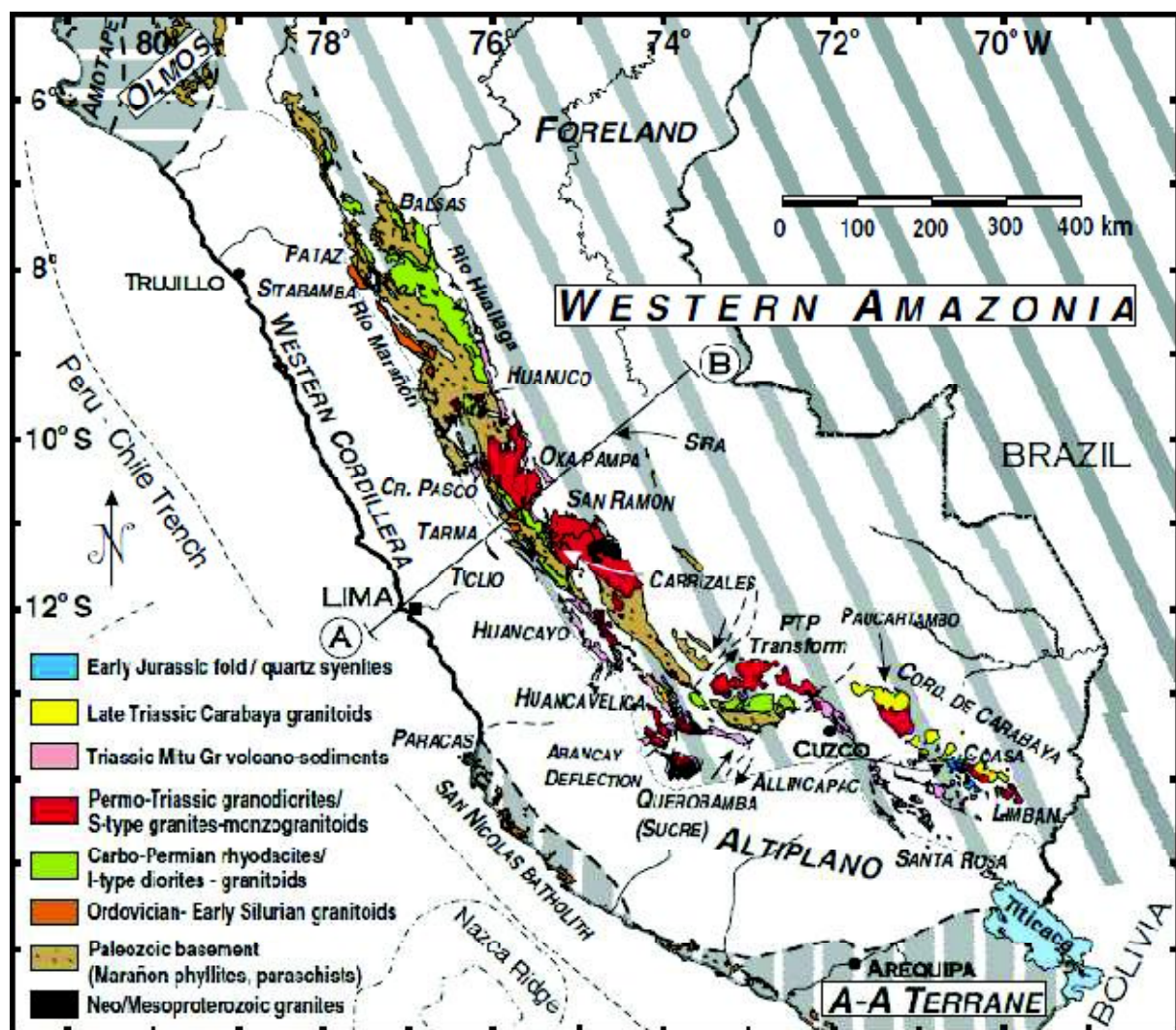


Figure 2-5 : Distribution régionale des âges des roches intrusives le long de la Cordillère orientale péruvienne (Mišković et al., 2009).

Mišković et al. (2009) suggèrent que la transition d'un magmatisme d'arc lié à la subduction au Carbonifère à un magmatisme post-tectonique au Permien inférieur, est liée aux mouvements de rotation antihoraire de l'Amérique du Sud mis en avant par Rapalini (1998). Le développement du mouvement transtensif subparallèle à la marge proto-Andine dû à un changement dans la cinématique des plaques aurait été accompagné d'une forte diminution du vecteur de convergence orthogonale, entraînant une fragilisation thermique du slab (Gerya et al., 2004). Ce mécanisme expliquerait alors la diminution progressive des volumes de magmas d'arc mis en place entre 300 et 285 Ma. Finalement le détachement du slab vers 280-

270 Ma aurait permis la remontée de l'asthénosphère, sa fusion partielle et la mise en place de magmas basaltiques en base de croûte, résultant en une vaste région de fusion partielle crustale entre 260 et 200 Ma le long de la marge ouest Gondwanienne (Kay et al., 1989).

#### **2.2.6. Kleiman et al. (2009) (Chili, complexe de Choiyoi, 34-36°S)**

Kleiman et al. (2009) présentent l'évolution du complexe de Choiyoi entre le Carbonifère et le Permien, et montrent que le magmatisme Carbonifère lié à la subduction est remplacé au Permien supérieur (~260 Ma) par une période de magmatisme lié à la fusion crustale. Ils relient la fusion crustale aux conséquences d'une rupture de slab et de la remontée de l'asthénosphère qu'elle provoque (Fig. 2-6d). Ces auteurs expliquent la phase orogénique de San Raphael développée en contexte transpressif dextre par l'horizontalisation du slab au Permien inférieur (280 Ma, Fig. 2-6 b, c). L'horizontalisation expliquerait aussi pourquoi l'arc carbonifère (Fig. 2-6 a) migre de 600 km vers l'intérieur des terres. Les causes de la rupture du slab sont plus obscures et seraient liées à la parallélisation de la direction de convergence de Panthalassa avec la marge sud-américaine à ces latitudes (Fig. 2-6 d).

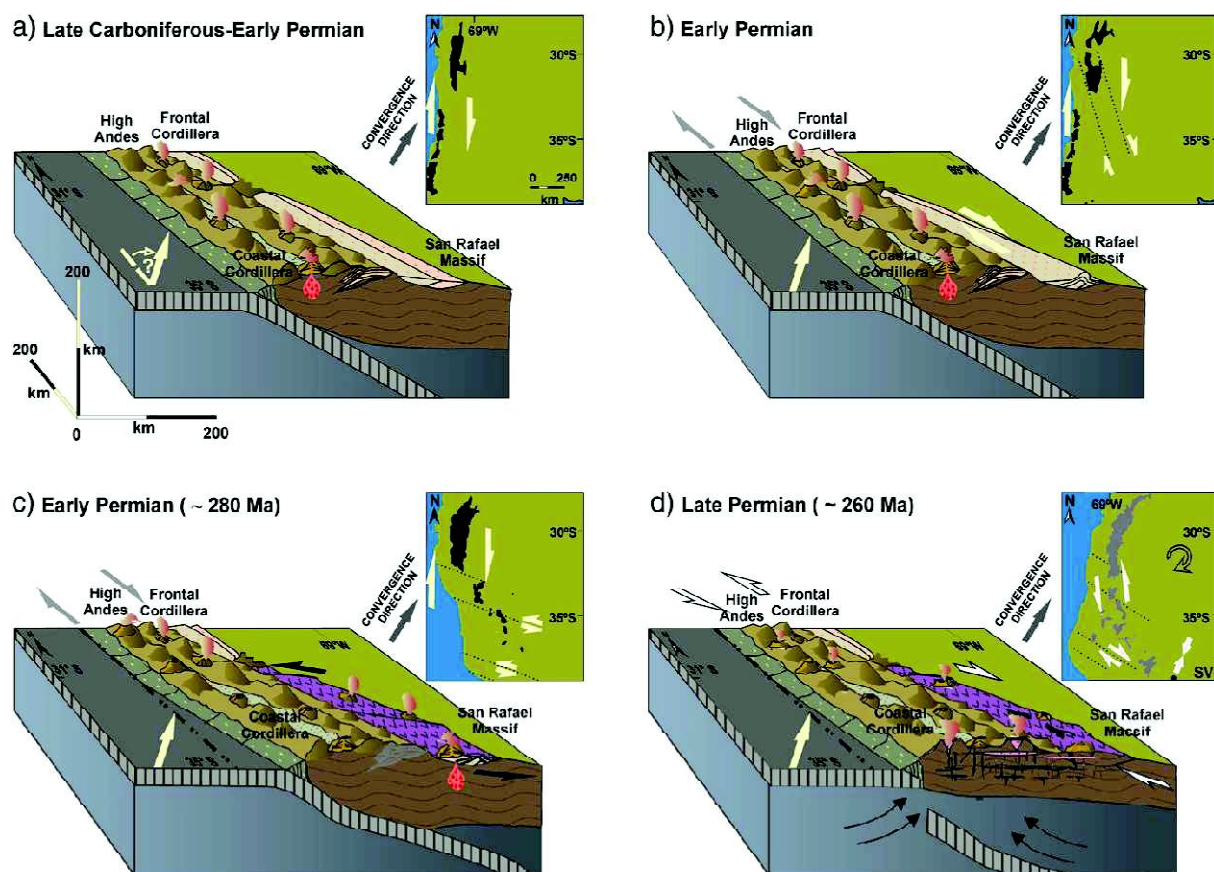


Figure 2-6 : Blocs diagrammes montrant l'évolution tardi-paléozoïque du sud-ouest du Gondwana entre 30° et 35°S en Amérique du sud (Kleiman et al., 2009).

### 2.2.7. Autres études

D'autres études récentes ont aussi mis en évidence le changement de signature magmatique de la marge sud-Américaine au Permien. Dans les Andes du nord (nord Pérou, Equateur, Colombie), le magmatisme de type I lié à la subduction, enregistré entre 290 et 255 Ma, est rapidement remplacé par du magmatisme de type S entre 250 et 230 Ma (Ibanez-Mejia et al., 2010). Selon ces auteurs le changement de signature magmatique est la conséquence de l'accrétion d'un bloc continental à la marge. En Equateur de nouveaux âges sur zircons sur des roches intrusives indiquent une migmatisation et un magmatisme de type S entre 245 et 234 Ma (Cochrane et al., 2011). Au nord de la Colombie, on observe le changement d'un magmatisme de type I à un magmatisme de type S entre 265 et 250 Ma (Cardona et al., 2010). Cardona et al. (2010) attribuent ce changement de signature

magmatique à l'accrétion d'un bloc ou à un fort couplage des plaques tel que proposé au Chili par Franzese & Spalletti, (2001). Finalement, Sempere et al. (2002) montrent qu'entre la fin du Permien et le Jurassique moyen, la marge sud-américaine entre le Pérou et la Bolivie était soumise à de l'amincissement lithosphérique modéré mais probablement continu.

### **2.3. Etapes clefs et problèmes soulevés**

L'état des connaissances sur la période Carbonifère-Jurassique pour la marge sud américaine permet de faire ressortir les points suivants :

- Au Carbonifère la marge sud américaine est soumise à un magmatisme d'arc lié à la subduction avec une signature de type I.
- Durant le Permien supérieur la signature magmatique enregistrée par la marge change de manière généralisée pour être remplacée par du magmatisme bimodal de type S impliquant une forte fusion crustale. Pendant la période de transition (275-260 Ma), la marge connaît une phase orogénique avec épaissement crustal pour ensuite changer en régime d'extension durant le Trias et jusqu'au Jurassique.
- Au Jurassique inférieur la signature magmatique enregistrée par la marge est de nouveau de type I, et indique la reprise de la subduction.

Même si dans les grandes lignes, la succession des événements est acceptée par la communauté scientifique, les modèles invoqués pour expliquer l'évolution géodynamique de la marge sont variés : collision de blocs continentaux (ou océaniques), horizontalisation du slab, rupture du slab, augmentation du couplage inter-plaques. Plusieurs questions se posent alors :

- Qu'elle est la signification de la phase orogénique de San Rafael (SROP) et quelles en sont les causes ? Augmentation du couplage inter-plaque ?, horizontalisation du slab ? ou collision d'un bloc continental ?
- Quelles sont les évidences de rupture de slab et de remontée asthénosphérique ?



- Quel est le contexte géodynamique global à cette époque ?, et en quoi peut-il améliorer la compréhension du système Proto-Andin ?
- Existe t-il un modèle unique permettant d'expliquer cette succession d'événements ? Est-ce la résultante de plusieurs processus ?

Pour répondre à ces questions, un point important mérite d'être souligné. En effet, si la transition magmatique au Permien supérieur a été largement étudiée, peu d'informations existent sur l'intervalle Trias supérieur Jurassique inférieur, qui voit la reprise de l'arc magmatique lié à la subduction. L'étude de cette période permettrait de répondre directement à plusieurs questions :

- La subduction s'est-elle arrêtée ? Y a-t-il eu rupture de slab ? Si oui, quels en sont les témoins ?
- Quel est l'état thermique de la marge lors de la reprise de la subduction ? L'avant-arc est-il affecté par l'anomalie thermique connue sur la marge ? Y a-t-il d'autres témoins de la reprise de la subduction, hormis la signature magmatique ?
- Pourquoi la subduction reprend-elle au Jurassique inférieur ? Quelles en sont les implications pour l'avant-arc ?
- Quel scénario géodynamique peut expliquer cette succession d'événements entre le Carbonifère et le Jurassique ?

Cette thèse s'est attachée à apporter des réponses à certaines de ces questions.

## 3. Contexte régional

### 3.1. Evolution tectonique des Andes (du Pérou à la Colombie)

#### 3.1.1. Morphologie des Andes actuelles

Les Andes forment une chaîne de montagnes de 8000 km sur la bordure ouest du système cratonique sud américain. La zone d'étude se situe en Equateur, au Nord de la déflexion de Huancabamba (Fig. 3-1). Cette limite située à  $\sim 5^\circ\text{S}$  sépare les Andes en deux segments.

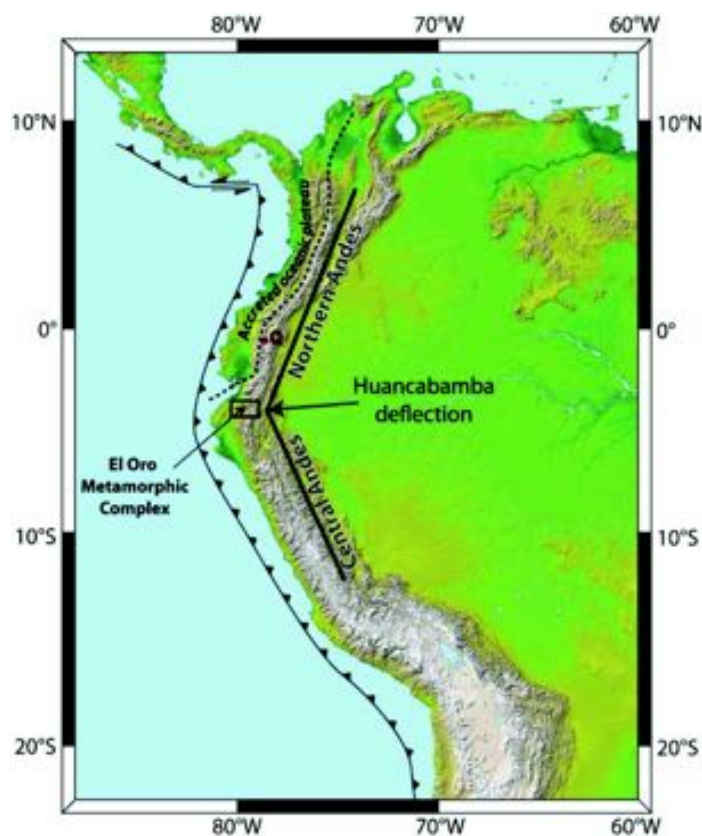


Figure 3-1 : Carte montrant la déflexion de Huancabamba et les terrains océaniques accrétés dans les Andes du nord. Q = Quito. La zone d'étude « El Oro Metamorphic Complexe » est située au niveau de la courbure.

(1) Au Nord de la déflexion de Huancabamba, les Andes équatoriennes et colombiennes sont orientées NNE (Fig. 3-1). La partie ouest de cette zone est construite par l'accrétion de blocs océaniques contre la marge continentale depuis le Crétacé (e.g. Aspden et al., 1987; Jaillard et al., 2009).

(2) Au Sud de la déflexion de Huancabamba, les Andes sont orientées NW à NNW et forment le segment Péruvien (Fig. 3-1). Ce segment ne présente pas d'accrétions connues de terrains exotiques au cours du cycle andin.

### **3.1.2. Evolution des Andes (Pérou-Equateur) : du Norien au Sinémurien (215-195 Ma)**

Cette période est caractérisée par une transgression marine et une activité tectonique relativement faible. Les dépôts sédimentaires au Norien reposent en général sur les dépôts volcaniques permo-triasiques ou sur le socle, avec parfois des discordances angulaires (Jaillard et al., 2000). Les dépôts sont calcaires et dolomitiques dans la partie centrale du bassin, au Pérou et en Equateur (e.g. Mégard, 1978 ; Rosas et al., 1997), alors que dans la partie est et sud du Pérou ils sont d'abord clastiques, puis évaporitiques pour finalement évoluer en dépôts marins (e.g. Ardill et al., 1998). Dans la zone d'arrière-arc au Pérou, des coulées volcaniques intercalées dans des sédiments marins Liasiques ont une chimie alcaline indiquant un contexte tectonique extensif.

Cette période marquée par une l'extension crustale, et interprétée comme liée à la fragmentation du Gondwana. La présence de subduction sous la plaque sud-méricaine n'est pas démontrée à cette époque.

### **3.1.3. Evolution des Andes (Pérou-Equateur) : de la fin du Sinémurien au Kimméridgien (195-150 Ma)**

Dans la zone d'arrière-arc du Pérou, les dépôts carbonatés qui ont commencé au Trias supérieur sont enregistrés jusqu'au début du Jurassique moyen (Jaillard et al., 2000). La plate-forme est ensuite largement émergée et érodée suite à un événement tectonique au Bathonien (Mégard, 1978 ; Prinz, 1985).

Cette période est surtout caractérisée par un magmatisme très actif lié à la subduction. Le début du fonctionnement de l'arc magmatique est daté à 195-190 Ma par des intrusions magmatiques (Aspden et al., 1987 ; Litherland et al., 1994). L'arc est orienté NNE durant cet intervalle de temps. Il est connu en Equateur, en Colombie, et au sud du Pérou. Son absence au nord et au centre du Pérou, est interprétée comme due à une zone de sub-parallélisme entre la direction de convergence du Paléo-Pacifique et l'orientation de la marge (Jaillard et al., 1990), indiquant une direction de convergence vers le SE (Aspden et al., 1987). Au sud du Pérou, l'activité magmatique liée à la subduction décroît progressivement au Jurassique moyen pour être absente au Jurassique supérieur.

#### **3.1.4. Evolution des Andes (Pérou-Equateur) : du Kimméridgien à Berriasien (150-135 Ma)**

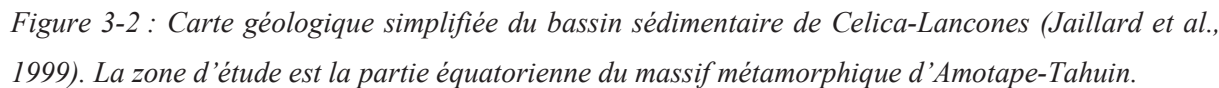
Durant le Kimméridgien et le Berriasien, l'activité magmatique a cessé le long de la marge Colombienne. Selon Aspden et al. (1987) et Mourier et al. (1988) la marge colombienne serait soumise à l'accrétion de blocs continentaux le long de failles décrochantes dextres. Au sud-ouest de l'Equateur le complexe éclogitique de Raspas est daté à ~130 Ma (Feininger & Silberman, 1982 ; Malfere, 1999). Ces âges sont interprétés comme des âges de refroidissement à la suite de l'accrétion d'un plateau océanique (Gabriele et al., 1999 ; Malfere et al., 1999) ou d'un guyot (John et al., 2010). La présence au Pérou, dans la zone côtière, d'un magmatisme lié à la subduction indique que la subduction sous ce segment se faisait vers le nord-est. Au nord-ouest du Pérou, les dépôts lagunaires sont brutalement surmontés par des dépôts de marnes, puis par des dépôts turbiditiques remaniant l'arc Jurassique. Cette évolution indique la création d'un profond bassin sédimentaire orienté nord-sud interprété comme un pull-apart (Jaillard & Jacay, 1989). Entre 150 et 135 Ma le changement de l'orientation de l'arc magmatique de nord-est à nord-ouest montre un changement drastique dans la direction de convergence du sud-ouest au nord-est (Aspden et al., 1987 ; Jaillard et al., 1990 ; 1995). Cet accident géodynamique est probablement à l'origine de l'accrétion du complexe éclogitique de Raspas en Equateur.

#### **3.1.5. Evolution des Andes (Pérou-Equateur) : du Berriasien à l'Aptien (135-110 Ma)**

L'événement sédimentaire majeur de cette période est l'arrivée massive de quartz détritique provenant de l'est, du bouclier brésilien. En Equateur, les âges K/Ar des granites Jurassiques sont remis à zéro (Litherland et al., 1994) probablement lors du déplacement de terrains accrétés le long de failles décrochantes dextres. Pendant ce temps, dans le domaine paléo-pacifique, un panache est à l'origine de la formation d'un plateau océanique (123 Ma ; Lapierre et al., 1999) qui sera plus tard accrété à la marge des Andes du nord au Crétacé supérieur (Reynaud et al., 1999 ; Lapierre et al., 2000).

### **3.1.6. Evolution des Andes (Pérou-Equateur) : de l'Albien au Turonien (110-88 Ma)**

Durant cette période, une large transgression marine est accompagnée par une importante activité magmatique sur la marge péruvienne et par un épisode compressif entre 105 et 100 Ma (Mégard, 1984). Cette phase de compression a surtout affecté la zone d'avant-arc, et coïncide avec une période d'accélération de l'ouverture de l'Atlantique. Cette déformation est accompagnée par une forte composante décrochante dextre (Soler, 1991 ; Jaillard, 1994), imposée par le mouvement vers le nord-est de la plaque Farallón (Aspden et al., 1987 ; Jaillard et al., 1990 ; 1995). Ceci est indiqué par l'absence d'arc magmatique lié à la subduction le long du segment Equateur-Colombie.





Dans le bassin d'avant-arc de Celica-Lancones (nord-ouest Pérou, et sud-ouest Equateur, Fig. 3-2) la série sédimentaire débute à l'Albien moyen (Jaillard et al., 1999). A partir de profils sismiques (inédits) Gabriele (2002) indique la présence de failles normales orientées ouest-nord-ouest à vergence sud contrôlant l'extension et la sédimentation turbiditique (102-96 Ma). L'ouverture du bassin subparallèle à la direction de la fosse suggère que celui-ci était un bassin en pull-part associé au jeu dextre des failles de direction NNE limitant le bassin.

### 3.1.7. Evolution des Andes (Pérou-Equateur) : du Coniacien au Paléocène supérieur (88-60 Ma)

Durant cette période, la tectonique en compression s'intensifie avec le temps et l'arc magmatique Péruvien lié à la subduction se déplace vers l'est. La marge Andine d'Equateur et de Colombie connaît plusieurs événements tectoniques majeurs directement liés à l'accrétion de terrains océaniques.

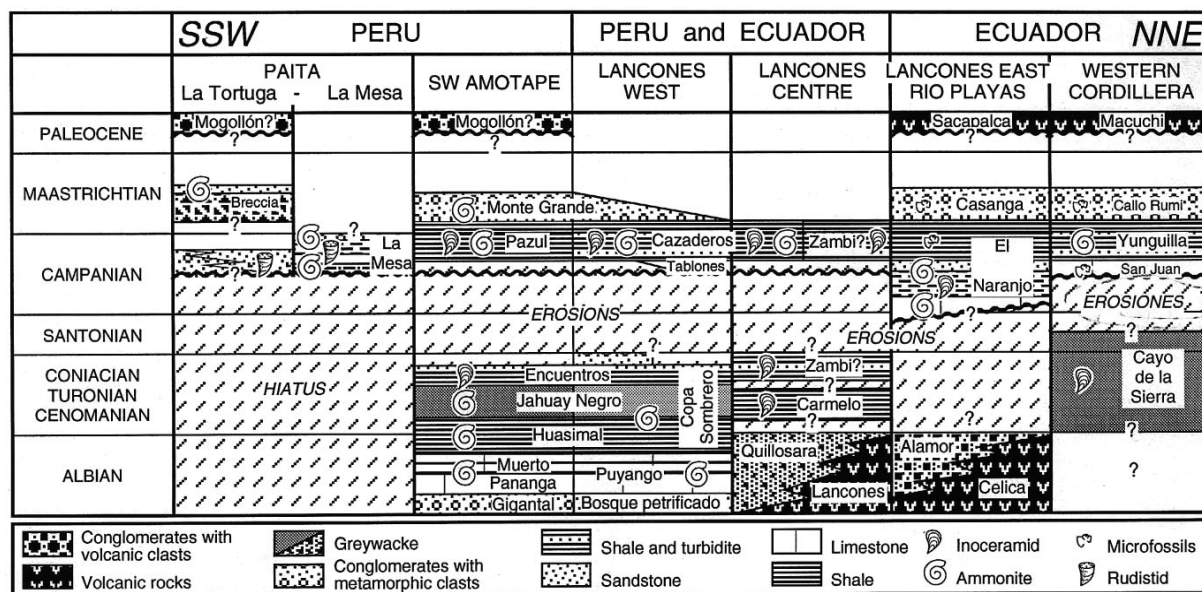


Figure 3-3 : Charte stratigraphique des dépôts d'avant-arc au sud-ouest de l'Equateur et au nord-ouest du Pérou (Jaillard et al., 1999)

Le bassin de Celica-Lancones (Fig. 3-2) enregistre une lacune de sédimentation entre le Coniacien supérieur et le Santonien (Fig. 3-3). L'événement majeur du Santonien a été reconnu comme la phase Péruvienne (Steinmann, 1929). Les turbidites pré-Santonniennes sont surmontées par des sédiments continentaux peu profonds (Jaillard et al., 1997 ; 1999). La fermeture du bassin est associée à la mise en place de gabbros syn-tectoniques localement datés à 82 Ma (Mourier et al., 1988). Dans le nord du bassin, la déformation est dominée par des chevauchements vers le nord-nord-ouest associé à des plis cylindriques d'axe est-nord-est (Gabriele, 2002). La fermeture du bassin est quant à elle probablement liée à l'accrétion d'un plateau océanique à la marge équatorienne entre 85 et 80 Ma (Litherland et al., 1994). De plus, c'est au cours de cette période que s'accrètent la majorité des terrains océaniques (Campanien sup., Maastrichtien sup., Paléocène sup., Jaillard et al., 2009). En outre, ces épisodes d'accrétions sont spatialement et temporellement corrélés avec des événements métamorphiques entre 75 et 57 Ma en Colombie (McCourt et al., 1984) et entre 85 et 60 Ma en Equateur (Aspden et al., 1992).

### **3.1.8. Evolution des Andes (Pérou-Equateur) : du Paléocène supérieur à la fin de l'Oligocène (60-30Ma)**

Au Paléocène supérieur (58 Ma), la direction de convergence de la plaque océanique change brutalement du nord-nord-est vers le nord-est (Pardo-Casas & Molnar, 1987).

Cette période clef représente la transition entre la phase pré-orogénique et la phase orogénique. La tectonique en compression devient importante et affecte l'arrière-arc. La subsidence de l'avant-arc, engendrée par les phases compressives, entraîne la formation de bassins sédimentaires. L'arc volcanique lié à la subduction réapparaît en Equateur, où il était inconnu depuis le Jurassique supérieur.



## **3.2. Le complexe métamorphique de El Oro**

### **3.2.1. Présentation générale**

Le complexe métamorphique de El Oro appartient au massif d'Amotape-Tahuin (Mourier et al., 1988) et constitue un complexe d'environ 2400 km<sup>2</sup> situé au sud-ouest de l'Equateur, au sud de la ville de Machala (Fig. 3-4), et immédiatement à l'est de la région de Tumbes. Ce massif ne se limite pas à l'Equateur et s'étend au nord-ouest du Pérou. Au sein de la chaîne Andine, ce massif se situe en position clef, d'une part puisqu'il se trouve au niveau de la déflexion de Huancabamba (Fig. 3-1), et d'autre part parce qu'il est resté en position d'avant-arc depuis le Carbonifère (Fig. 1-6).

Une autre particularité de ce massif réside dans l'orientation E-W de ses principales structures alors que l'orientation des structures de la chaîne Andine est grossièrement N-S à cette latitude (Fig. 3-5). Il est bordé au sud par le bassin sédimentaire crétacé de Celica-Lancones (Fig. 3-5 et 3-7), à l'est par des dépôts volcano-détritiques tertiaires et par la « Cordillera Real » constituant le socle métamorphique des Andes du nord que l'on retrouve jusqu'en Colombie (Fig. 3-4 & 3-5), et au nord par les terrains océaniques accrétés durant le Crétacé (Fig. 3-4, voir §3.1.7). Au sud, les sédiments Crétacé du bassin de Celica-Lancones (Fig. 3-2) reposent en discordance sur le complexe métamorphique de El Oro. Les autres contacts, au Nord et à l'Est, avec la Cordillera Real et avec les terrains océaniques accrétés à la marge au Crétacé, sont anormaux ou masqués par les dépôts volcano-sédimentaires mésozoïques (Fig. 3-5).

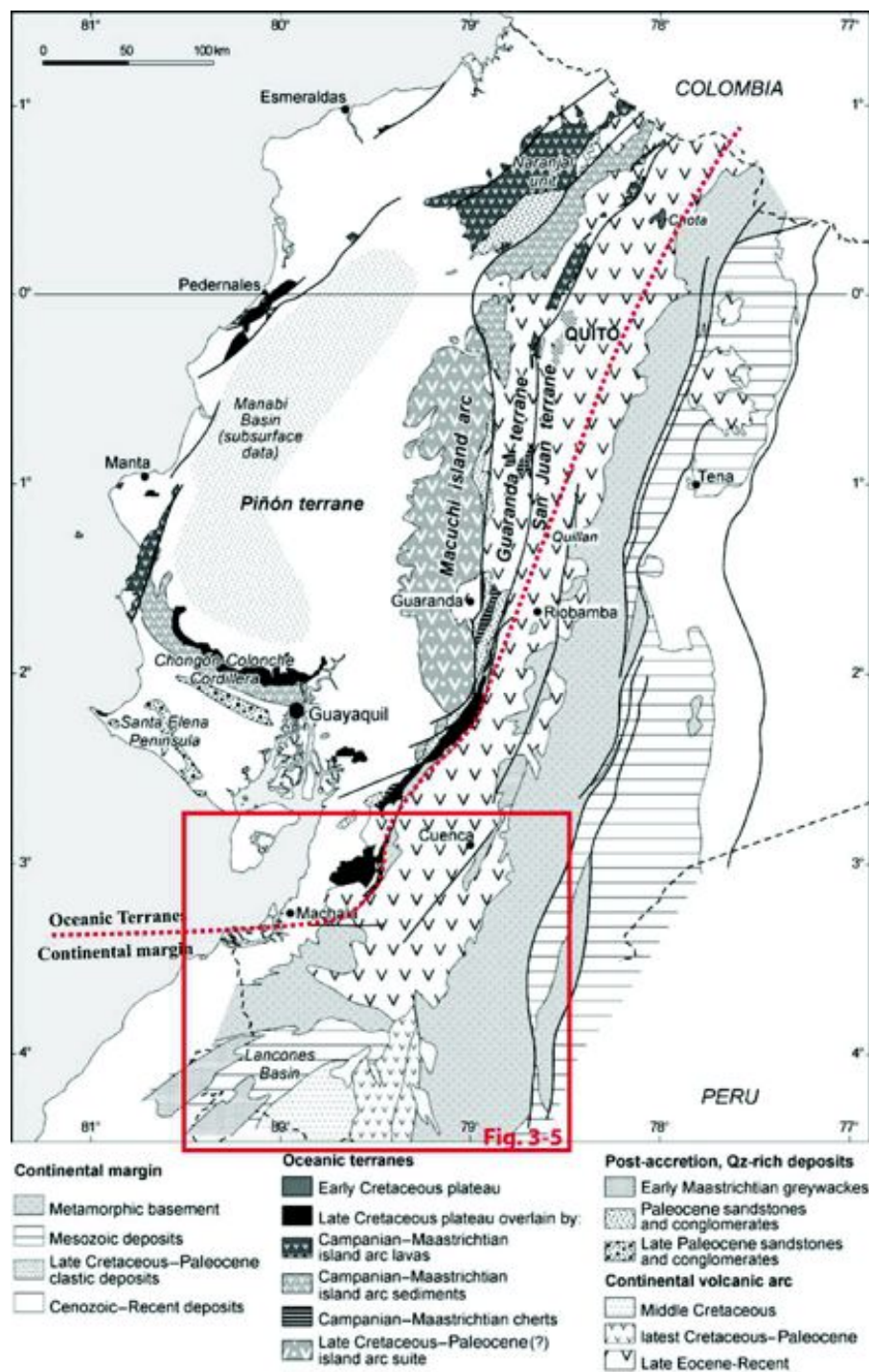


Figure 3-4 : Carte géologique simplifiée de l'Equateur (d'après Jaillard et al., 2009). Le complexe métamorphique de El Oro se situe au sud-ouest, à la frontière avec le Pérou.

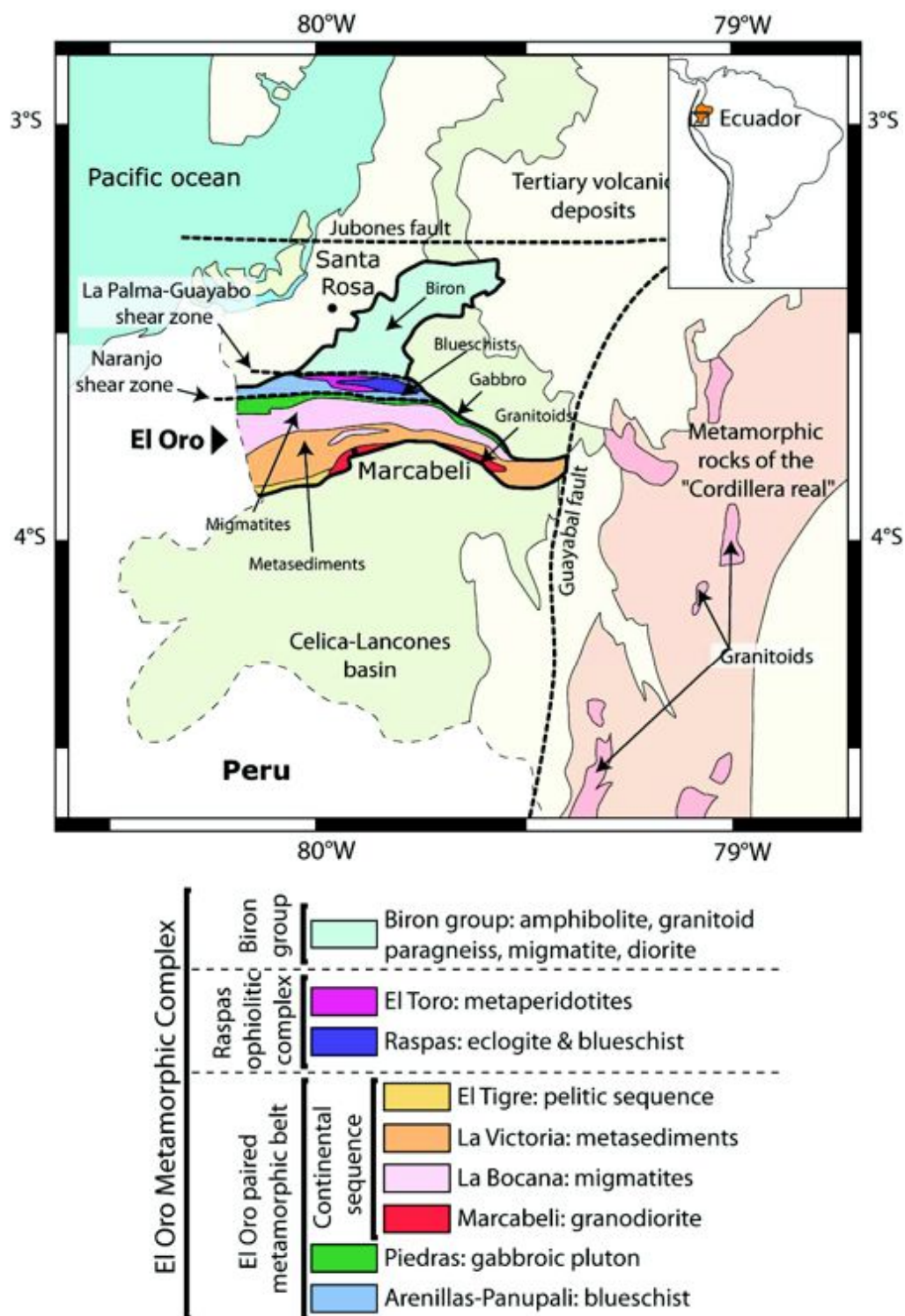


Figure 3-5 : Carte géologique simplifiée du complexe métamorphique de El Oro, mise à jour d'après Gabriele (2002), Aspdén et al. (1995), Feininger (1978) et nos observations. Le complexe métamorphique de El Oro est délimité par un trait gras.

### 3.2.2. Travaux antérieurs

Un ensemble de terrains métamorphiques d'affinité continentale et océanique affleurant dans la province de El Oro (Feininger, 1982) fut renommé « complexe métamorphique de El Oro » par Aspden et al. (1995). Ce complexe métamorphique présente des lithologies rares en Amérique du Sud : des schistes bleus et des éclogites. Les principaux auteurs ayant étudié ce massif sont Feininger (1978), Aspden et al. (1992 ; 1995), Gabriele (2002), Gabriele et al. (2003) et John et al. (2010).

#### 3.2.2.1. *Feininger (1978)*

La carte géologique de l'ouest de la Province de El Oro (1 : 50000 ; Feininger, 1978) est un apport considérable de données structurales et minéralogiques sur le complexe métamorphique de El Oro. Cette étude permet de définir les différentes unités d'âges et de lithologies différentes. Les groupes définis par Feininger (1978) sont du Sud au Nord : (1) Le groupe de Tahuin (principalement des métasédiments et gneiss), (2) l'unité de Piedras (amphibolites rétrotransformées dans le faciès schistes verts), (3) les formations de El Toro (harzburgites) et de Raspas (éclogites, schistes-bleus et métasédiments), et (4) séparé du complexe éclogitique de Raspas par la « Palma-El Guayabo shear zone », le groupe de Biron (amphibolites, métasédiments et gneiss).

En outre, Feininger (1980) est à l'origine de la première caractérisation pétrologique et géochronologique du complexe éclogitique de Raspas. Les premières estimations P-T de  $580 \pm 20$  °C et  $13 \pm 3$  kbar, et un âge de  $132 \pm 5$  Ma (K/Ar sur phengite) indiquent un âge Crétacé inférieur pour le métamorphisme de haute pression de cette unité.

#### 3.2.2.2. *Aspden et al. (1992, 1995)*

La description stratigraphique et structurale de Feininger (1978) a été fortement modifiée par Aspden et al (1995). Ces travaux effectués entre 1990 et 1993 ont permis de cartographier la totalité du massif et les données pétrologiques, chimiques et géochronologiques constituent une base préliminaire très importante. Aspden et al. (1995) ont divisé le massif en deux provinces séparées par la zone de faille de Zanjón-Naranjo (Fig. 3-6).

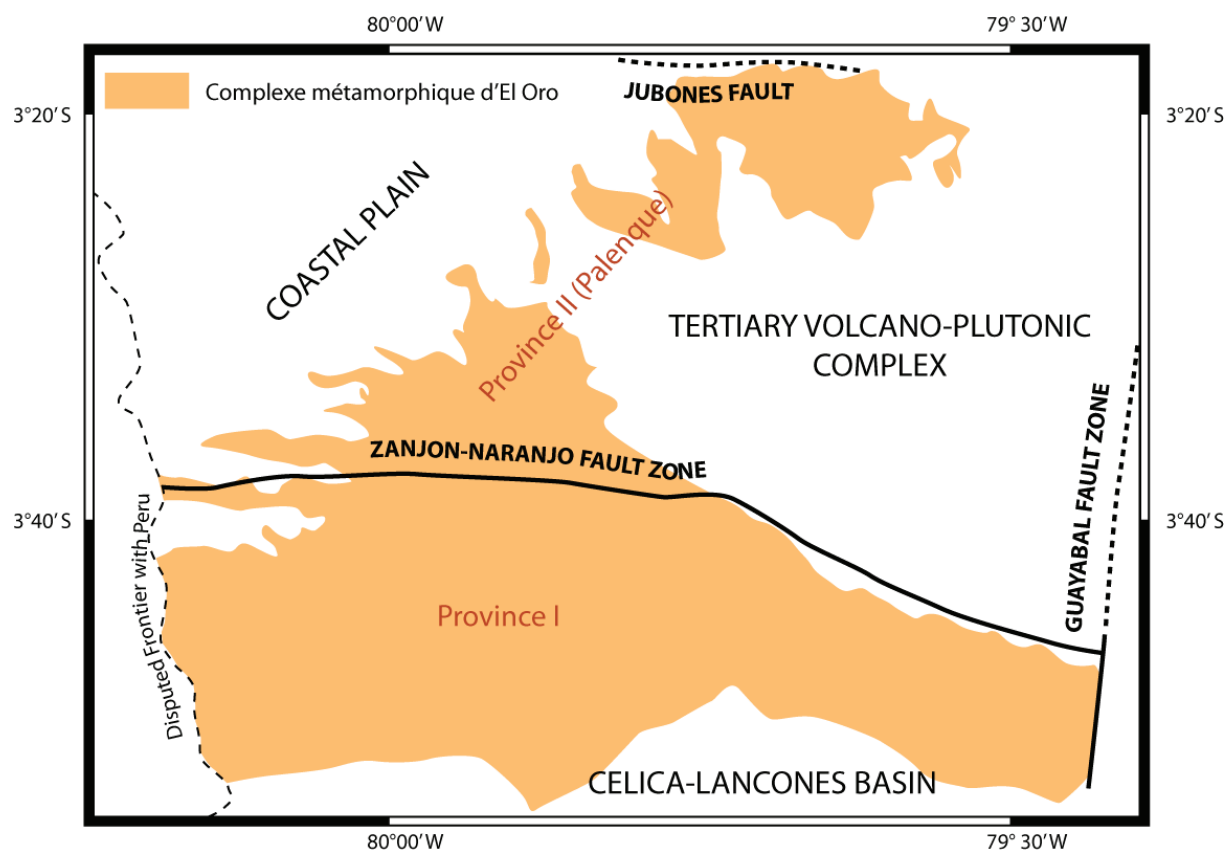


Figure 3-6 : Carte schématique du complexe métamorphique de El Oro (modifiée d'après Aspden et al., 1995). Les failles sont indiquées par les traits noirs gras. Le fond couleur saumon représente l'extension des affleurements du complexe métamorphique de El Oro comme illustré sur la figure 3-5.

La province I, est composée du groupe de Tahuin, de l'ensemble granitoïdique de Moromoro et du groupe de Piedras.

- Le groupe de Tahuin est divisé en plusieurs sous-unités : (1) l'unité d'El Tigre (séquence sédimentaire pélitique, non métamorphique à légèrement métamorphique), et (2) l'unité de La Victoria (équivalent de l'unité d'El Tigre montrant une augmentation du degré métamorphique vers le nord).
- Le groupe granitoïdique de Moromoro constitue un ensemble de roches plutoniques et migmatitiques, et comprend trois sous-unités : (1) l'unité de la Bocana (paragneiss et en quantité moindre, migmatites), (2) l'unité de la Florida (granites/granodiorites à mégacristsaux de feldspath potassique contenant couramment des xénolites de roches

métasédimentaires), et (3) les plutons de Marcabeli et d'El Prado (granodiorites d'âge Trias supérieur).

- Le groupe de Piedras (amphibolites d'âge Trias supérieur).

La province II (Palenque), est composée principalement du complexe ophiolitique de Raspas, et du groupe de Limón Playa.

- Le complexe ophiolitique de Raspas est divisé en plusieurs sous-unités : (1) l'unité de Río Panupalí (schistes bleus rétro-morphosés en faciès schistes verts), (2) l'unité de El Toro (harzburgites serpentinisées), (3) l'unité de La Chilca (éclogites, schistes pélitiques et schistes bleus, daté à  $132 \pm 5$  Ma (Feininger & Silberman, 1982)).
- Au nord du complexe ophiolitique de Raspas, et séparé de celui-ci par la zone de faille de la Palma, le groupe de Limón Playa (granites, paragneiss, amphibolites et métasédiments datés à  $200 \pm 19$  Ma U/Pb sur zircon (Noble et al., 1994)).



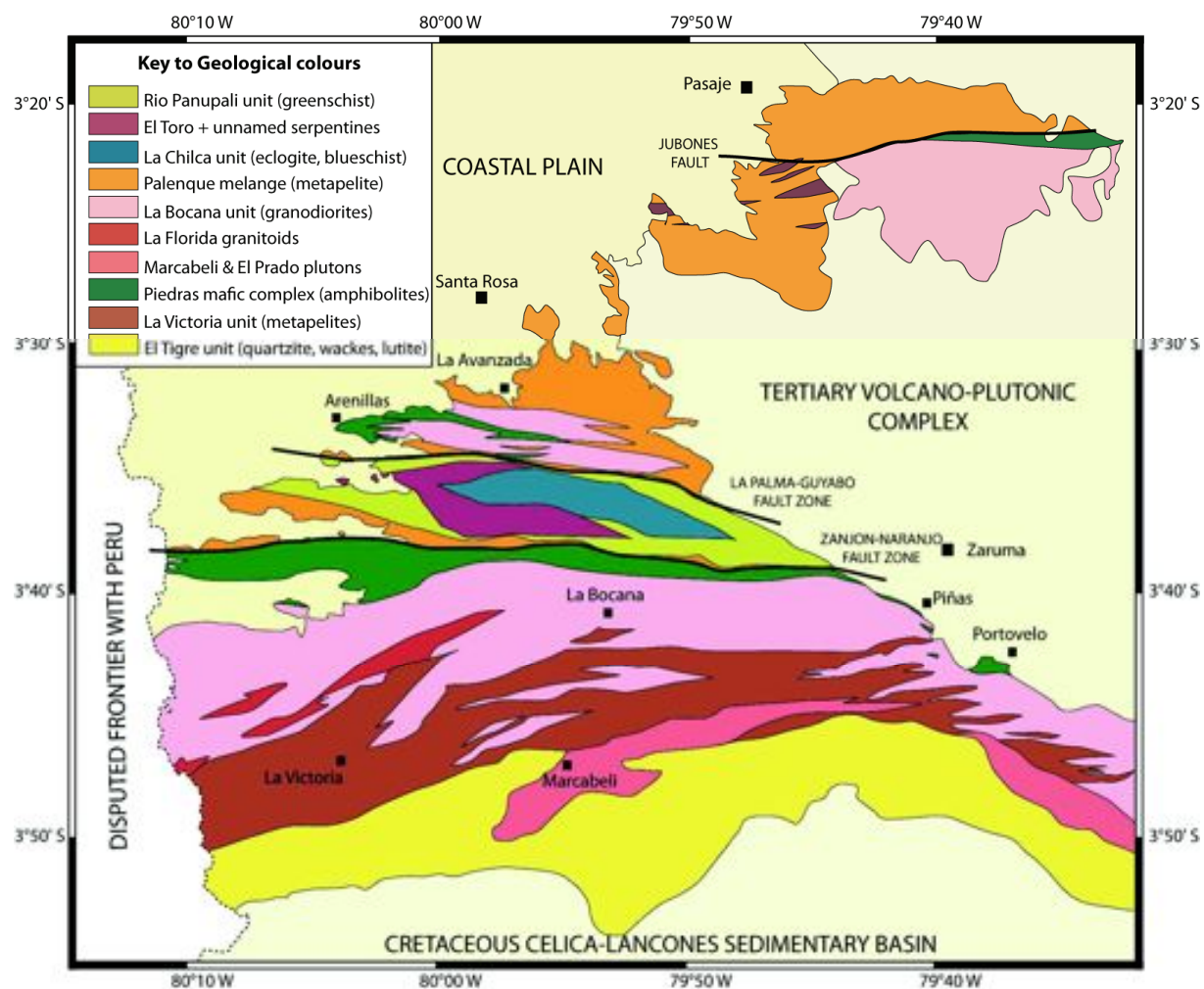


Figure 3-7 : Carte géologique simplifiée du complexe métamorphique de El Oro, modifiée d'après Aspden et al. (1995 ; carte 1/100000). Les failles dextres omniprésentes sur la carte originale n'ont pas été indiquées.

### 3.2.2.3. Gabriele (2002)

Gabriele (2002 ; carte 1/50000) a principalement travaillé sur la caractérisation du complexe ophiolitique de Raspas, et sur les unités au contact de celui-ci.

Au sud du complexe ophiolitique de Raspas, l'unité d'Arenillas-Panupali métamorphisée dans le faciès schistes bleus a été redéfinie. Cette unité avait été associée au complexe ophiolitique Crétacé de Raspas par Aspden et al. (1995). Sur la base d'âges obtenus



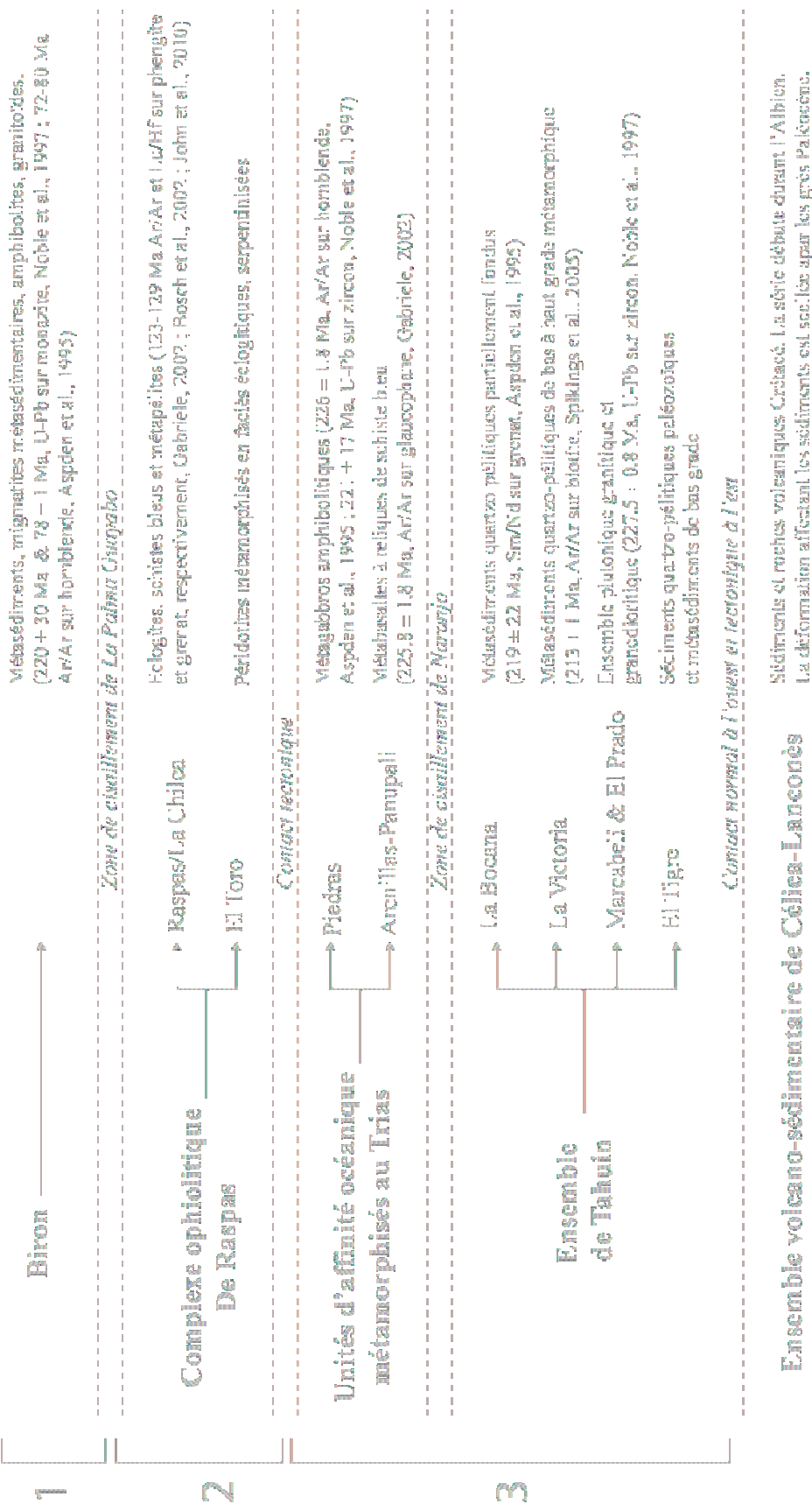
par méthode Ar/Ar sur amphibole à 225 Ma, Gabriele a décrit cette unité comme un terrain indépendant d'affinité océanique, accrété au Trias.

### 3.2.3. Description des unités et état de l'art

La description des unités constituant le complexe métamorphique de El Oro est conduite selon la nomenclature réadaptée de Feininger (1978) et mise à jour par Gabriele (2002). La nomenclature introduite par Aspden et al. (1995) est abandonnée, excepté pour le groupe de Tahuin. Le complexe métamorphique de El Oro est subdivisé en 3 ensembles :

- (1) Le groupe de Biron, situé au nord du système de faille de La Palma.
- (2) Le complexe ophiolitique de Raspas situé entre le système de faille de La Palma et l'unité d'Arenillas-Panupalí (définie par Gabriele, 2002).
- (3) Le complexe métamorphique triasique. Ce complexe qui fait l'objet de notre étude est subdivisé entre (1) les unités de Piedras et d'Arenillas-Panupalí d'affinité géochimique océanique, situées de part et d'autre du système de faille de Zanjón-Naranjo et (2) l'ensemble continental de Tahuin (Aspden et al., 1995). Le groupe de Tahuin est, quant à lui, constitué des sous-unités de El Tigre (sédiments pélitiques), La Victoria (métasédiments pélitiques), La Bocana (migmatites), Marcabeli (granitoïdes) et El Prado (granitoïdes). Il est bordé au nord par l'unité gabbroïque de Piedras et au sud par les sédiments crétacés du bassin de Celica-Lancones.

L'organisation du complexe métamorphique de El Oro présentée ci-dessus est plus amplement détaillée à la page suivante.



### 3.2.3.1. *Groupe de Biron*

Les roches du complexe métamorphique de El Oro situées entre les zones de failles de La Palma-Guayabo et Jubones (Fig. 3-5 & 3-7) constituent le groupe géologique de Biron (Feininger, 1982, 1987 ; Aspden et al., 1995 ; Gabriele, 2002). Ce groupe constitue un ensemble complexe d'associations de lithologies variées où plusieurs phases de métamorphisme et de magmatisme sont surimposées. Il est composé de métasédiments pélitiques et psammitiques similaires aux métasédiments du groupe Tahuin, de granitoïdes, de métadiorites et d'amphibolites de type N-MORB (Gabriele, 2002). Le degré métamorphique varie du faciès schistes verts au nord au faciès granulitique vers le sud, à proximité du contact avec le complexe ophiolitique de Raspas (Aspden et al., 1995). D'un point de vue structural, les roches développent une schistosité régionale  $S_2$  très marquée, d'orientation globalement est-ouest et à fort pendage vers le nord, correspondant au plan axial de plis isoclinaux. Les dikes leucocrates sont généralement orientés dans ce plan, mais certains niveaux à leucosomes sont plissés, suggérant plusieurs épisodes migmatitiques. Dans la partie nord du groupe de Biron le degré métamorphique chute brutalement, probablement par l'intermédiaire d'un contact tectonique, pour faire place à des phyllites à lentilles de métagrauwackes (Aspden et al., 1995 ; Gabriele, 2002).

Les âges radiométriques Ar/Ar sur biotite ont donné :  $75.5 \pm 2.3$  Ma pour les paragneiss et  $78.4 \pm 0.5$  Ma pour les métadiorites (Gabriele, 2002). Les datations Pb-Pb sur monazite effectuées par Noble et al. (1997) sur les paragneiss ont donné  $78 \pm 1$  et  $82 \pm 1$  Ma. Trois analyses U-Pb sur zircons sont alignées sur une discordia inverse avec un intercept inférieur à  $200 \pm 30$  Ma. Cet âge est interprété par Noble et al. (1997) comme l'âge de cristallisation du granitoïde et ils attribuent les âges sur monazite à un épisode tectono-métamorphique plus récent probablement en relation avec les épisodes crétacés d'accrétion des blocs océaniques à la marge équatorienne.

### 3.2.3.2. *Complexe ophiolitique de Raspas*

Le complexe ophiolitique de Raspas a été redéfini par Gabriele (2002), et comprend l'unité de Raspas et l'unité de El Toro (telles que définies par Feininger, 1977). Le complexe

est bordé au nord par la zone de failles de La Palma-Guayabo (Fig. 3-7) et au sud par le contact tectonique avec l'unité d'Arenillas-Panupalí (Fig. 3-7).

### 3.2.3.2.1. L'unité de Raspas

L'unité de Raspas est composée de roches métamorphiques de HP-BT : éclogites, schistes bleus et métasédiments éclogitiques. La schistosité principale à fort pendage ( $60-90^\circ$ ) est orientée est-ouest. Les éclogites sont caractérisées par l'assemblage minéralogique : grenat + omphacite + barroisite + clinozoisite + rutile  $\pm$  phengite  $\pm$  quartz. Les estimations P-T de Gabriele (2002) ont donné  $580 \pm 50^\circ\text{C}$  pour  $18 \pm 2$  kbar. Des pseudomorphoses de clinozoisite/épidote en inclusions dans les grenats suggèrent un trajet prograde en faciès schistes bleus. Les schistes bleus de l'unité de Raspas ont pour assemblage minéralogique caractéristique : grenat + glaucophane + épidote. La composition en roche totale des schistes bleus étant proche de celle des éclogites, et la présence de glaucophane remplaçant l'omphacite en bordure, indiquent que la phase rétrograde eut lieu dans le faciès schistes bleus de haute température (Gabriele, 2002). De manière générale, toutes les roches du complexe ophiolitique de Raspas ont subi les mêmes conditions maximales de métamorphisme (John et al., 2010 ; Fig. 3-8)

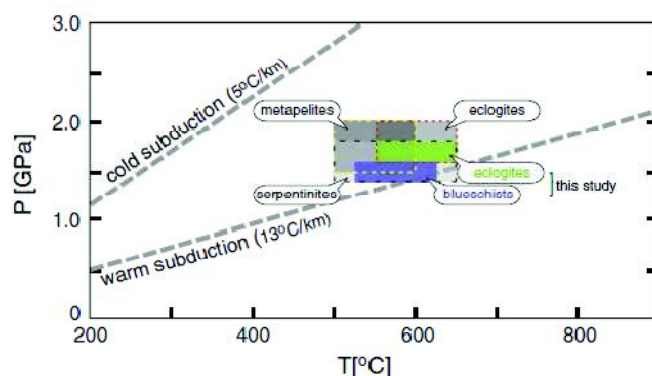


Figure 3-8 : Conditions maximales P-T obtenues pour le complexe ophiolitique de Raspas (d'après John et al., 2010). Les conditions estimées par John et al. (2010) sont données par les boîtes vertes et bleues alors que les conditions estimées par Gabriele (2002) par les boîtes grises.

Les âges Lu-Hf obtenus par John et al. (2010) sur une éclogite, un schiste bleu et une métapélite sont similaires et montrent que le métamorphisme prograde a eu lieu vers 130 Ma.

Le refroidissement des roches en deçà de 400 °C est terminé à 123 Ma (Ar/Ar et K/Ar sur phengite, Aspden & McCourt, 1986 ; Gabriele, 2002 ; John et al., 2010). L'étude récente de John et al. (2010) remet en question l'origine du plateau océanique introduite par Bosch et al. (2002) pour le complexe ophiolitique de Raspas. Sur la base de différences géochimiques entre les schistes bleus et les éclogites, ces auteurs interprètent l'unité éclogitique de Raspas comme une section océanique d'un slab surmonté par un guyot.

### 3.2.3.2.2. L'unité de El Toro

L'unité de El Toro est constituée d'un ensemble de métapéridotites variablement serpentinisées avec des bandes à amphibole + diopside + chlorite, et recoupé par des dykes amphibolitiques (Gabriele, 2002). Ce corps ultramafique orienté est-ouest est bordé au sud par une zone mylonitique définissant son contact avec l'unité d'Arenillas-Panupalí (Fig. 3-7), et au nord, soit par la zone de failles La Palma-Guayabo, soit par l'unité de Raspas. Les roches serpentinisées contiennent antigorite + chlorite + amphibole + spinelle ± Ti-clinohumite ± carbonates ± chrysotile (Fig. 3-9). Le degré de serpentinisation varie entre 10 et 95 %. L'antigorite est le minéral serpentineux principal et peut constituer jusqu'à 90 % de la roche (John et al., 2010).

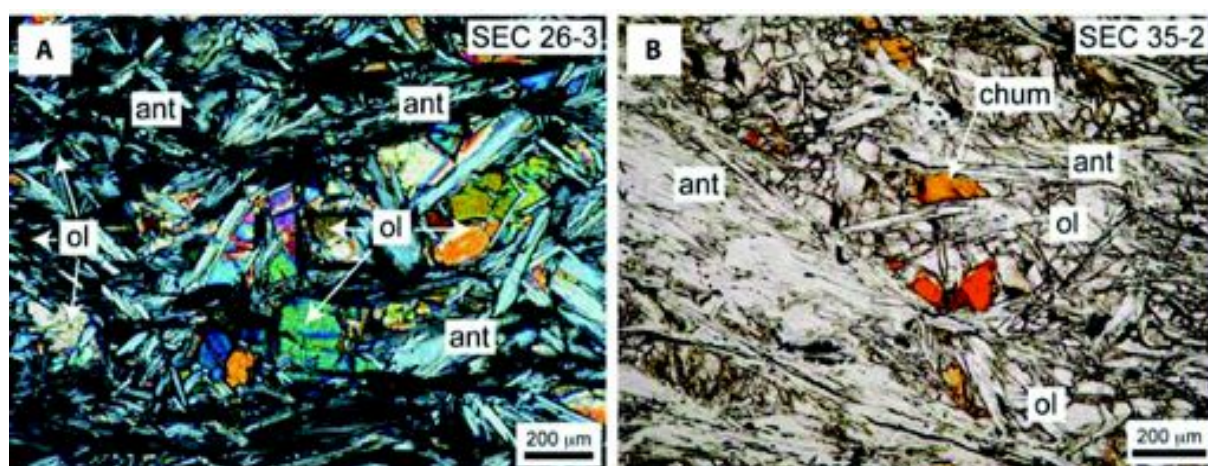


Figure 3-9 : Microstructures des métapéridotites (d'après John et al., 2010). a) Périodotite serpentinisée montrant l'olivine recristallisée en antigorite. b) Microstructure d'une périodotite fortement serpentinisée. Amph, amphibole ; ant, antigorite ; bar, barroisite ; chum, titanium-

*clinohumite* ; *czo*, *clinozoisite* ; *gln*, *glaucothane* ; *grt*, *grenat* ; *ol*, *olivine* ; *omp*, *omphacite* ; *phe*, *phengite* ; *rt*, *rutile*.

Les caractéristiques géochimiques de l'unité de El Toro sont typiques de péridotites d'un manteau appauvri (Gabriele, 2002 ; John et al., 2010). Sur la base de leur spectre de terres rares, John et al. (2010) interprètent les métapéridotites de El Toro comme provenant du manteau abyssal et non de la zone de suprasubduction.

### 3.2.3.3. *Groupe métamorphique triasique*

Ce groupe s'étend depuis la zone de failles de Naranjo au nord jusqu'au bassin sédimentaire crétacé de Celica-Lancones au sud (Fig. 3-7). Il regroupe trois unités : l'unité d'Arenillas-Panupalí (métagabbros), l'unité de Piedras (schistes bleus) et l'ensemble continental de Tahuin (métasédiments, migmatites et granitoïdes).

#### 3.2.3.3.1. **Unité d'Arenillas-Panupalí**

L'unité d'Arenillas-Panupalí se situe entre le complexe ophiolitique de Raspas au nord et les métagabbros de Piedras au sud (Fig. 3-7). Son contact avec le complexe ophiolitique de Raspas est considéré comme tectonique et mylonitique mais aucun critère cinématique n'est décrit dans la littérature. Sur la base de reliques de schistes bleus, cette unité était à l'origine associée au complexe ophiolitique de Raspas (Feininger, 1980 ; Aspden et al., 1995) et interprétée comme enregistrant la partie rétrograde du métamorphisme.

L'unité d'Arenillas-Panupalí est principalement composée de metabasites, de métasédiments, ainsi qu'en quantité plus faible, de métagabbros à grains fins. L'unité est fortement rétrogradée en faciès schistes verts et les reliques de schistes bleus ont pour assemblage minéralogique caractéristique grenat + glaucophane + titanite (Gabriele, 2002). L'évolution rétrograde est marquée par la cristallisation de l'assemblage chlorite + épidote + albite. Le glaucophane est recristallisé en bordure par de l'amphibole calcique, barroisite et/ou hornblende. Ces caractères indiquent que l'unité d'Arenillas-Panupalí a connu le faciès schistes bleus lors du pic P-T (contrairement à ce qu'indiquait Feininger (1980) et Aspden et al. (1995)). Les estimations du pic P-T sont de  $9 \pm 1$  kbar et  $300 \pm 50$  °C (Gabriele, 2002). Selon Gabriele (2002), la signature géochimique de type MORB de l'unité d'Arenillas-



Panupalí diffère de celle de Raspas (type OIB). Sur la base de la signature géochimique il est donc difficile de trancher sur une origine commune entre l'unité d'Arenillas-Panupalí et le complexe ophiolitique de Raspas. L'argument-clef avancé par Gabriele (2002) repose sur les âges obtenus par P. Monié (Université de Montpellier) par géochronologie Ar/Ar sur amphibole (glaucophane) à  $\sim 225$  Ma, distinguant l'unité de Arenillas-Panupalí, et l'associant à l'évolution triasique du complexe métamorphique de El Oro.

#### 3.2.3.3.2. **L'unité de Piedras**

Cette unité se situe entre celle d'Arenillas-Panupalí au Nord et le groupe continental de Tahuin au Sud. Le contact au nord avec l'unité d'Arenillas-Panupalí est tectonique et représente la zone de faille de Zanja-Naranjo (Fig. 3-7). Au Sud, le contact avec le groupe de Tahuin est tectonique et/ou normal suivant les endroits (Aspden et al., 1995). L'unité de Piedras s'étend depuis la frontière péruvienne à l'ouest jusqu'à la ville de Portovelo à l'est sur plus de 60 km, et montre une largeur moyenne de 3 km (Aspden et al., 1995).

L'unité de Piedras est formée de métagabbros amphibolitisés et saussuritisés dont l'assemblage minéralogique caractéristique est : hornblende + actinote + plagioclase  $\pm$  quartz  $\pm$  sphène  $\pm$  rutil  $\pm$  clinozoisite  $\pm$  clinopyroxène (Aspden et al., 1995). La foliation présente une orientation est-ouest et un pendage subvertical. Des lentilles serpentineuses ont été décrites par Feininger (1978), mais la zone est actuellement recouverte par les eaux du barrage de Tahuin. Le premier âge obtenu par méthode K/Ar sur amphibole (Kennerley, 1980) fut de  $743 \pm 13$  Ma. L'étude d'Aspden et al. (1992) donna deux âges K/Ar de  $647 \pm 37$  Ma et  $224 \pm 3$  Ma. La grande dispersion de ces âges fut contrainte par Noble et al. (1994) qui obtint un âge U/Pb sur zircon à  $221 \pm 17$  Ma. De plus, selon Noble et al. (1994), les zircons analysés sont d'origine magmatique, indiquant que cet âge représente celui de la cristallisation de l'unité. Les études géochimiques de Gabriele (2002) et Bosch et al. (2002) ont montré que l'unité de Piedras a une signature de type MORB. Ces résultats, ainsi que l'âge intégré à  $226 \pm 1.8$  Ma obtenu par P. Monié (Université de Montpellier) sur amphibole (Ar/Ar) a mené Gabriele (2002) à considérer l'unité de Piedras comme un fragment de slab, subduit puis sous-plaqué à la marge continentale au Trias supérieur. L'origine océanique de l'unité de Piedras est peu probable. En effet, Aspden et al. (1995) ont observé des xénolithes amphibolitiques au

sein de l'unité de La Bocana, mais aussi des lentilles de métasédiments à l'intérieur de l'unité de Piedras. Sur la base de ces observations et de l'âge de cristallisation de l'unité de Piedras, Aspden et al. (1995) suggèrent que cette unité est un produit de fusion du manteau mis en place au sein d'une zone de cisaillement régionale majeure et verticale. Cette hypothèse est étayée par l'absence de basaltes en coussins et/ou de sédiments océaniques associés à l'unité de Piedras.

#### 3.2.3.3.3. **Ensemble continental de Tahuin**

Le groupe de Tahuin constitue un ensemble d'affinité continentale qui s'étend au Sud de l'unité de Piedras et est bordé au sud par le bassin sédimentaire de Celica-Lancones dont les premiers dépôts reposent en discordance sur celui-ci (Fig. 3-5). Ce groupe est divisé en quatre unités qui sont, du Sud au Nord, les unités de El Tigre, de Marcabeli et El Prado, de La Victoria, et de La Bocana. L'unité de La Florida décrite par Feininger (1978) et Aspden et al. (1995) est incorporée par nous dans l'unité de la Bocana. En effet les caractéristiques minéralogiques et texturales semblables de ces deux unités ne justifient pas de les distinguer.

##### *Unité de El Tigre*

L'unité de El Tigre (Fig. 3-7) s'étend entre les unités de la Victoria et de Marcabeli vers le nord, et le bassin crétacé de Celica-Lancones vers le Sud (Baldock, 1982 ; Feininger, 1983). Formée de pélites et psammites, non métamorphiques à très légèrement métamorphiques vers sa bordure Nord, l'unité de El Tigre est essentiellement turbiditique (Aspden et al., 1995). La stratification est globalement est-ouest avec un fort pendage vers le nord. Sur la base d'évidences paléontologiques signalées au Pérou, son âge serait Dévonien (Martinez, 1970). L'apparition de la chlorite et de la séricite marque la transition entre l'unité de El Tigre et l'unité de La Victoria. Un âge par traces de fission sur zircons a donné  $139 \pm 10$  Ma quelques kilomètres à l'est de la localité de Marcabeli (Fig. 3-7 ; Spikings et al., 2002).

##### *Unité de La Victoria*

Cette unité se situe, immédiatement au nord de l'unité de El Tigre (à l'Ouest) ou de Marcabeli (à l'Est) est bordée au Nord par l'unité de La Bocana (Fig. 3-7, Aspden et al. 1995).

Principalement composée de métapsammopélites, l'unité de La Victoria est interprétée par Aspden et al. (1995) comme représentant l'équivalent vers le Nord de l'unité de El Tigre. Le passage entre les unités de El Tigre et de La Victoria est graduel et marqué par l'apparition de la biotite (Feininger, 1978). Selon Aspden et al. (1995) ce contact correspond à une grande zone de décrochement dextre approximativement orientée Est-Ouest. Au Sud de l'unité, la biotite fait son apparition et la stratification est toujours visible. Selon Aspden et al. (1995), les niveaux métapélitiques contiennent plus au Nord des porphyroblastes de séricite cristallisés après la cordiérite et/ou l'andalousite. L'assemblage minéralogique caractéristique est : biotite + muscovite + plagioclase + quartz. Près du contact avec l'unité de La Bocana, l'assemblage minéralogique devient andalousite + sillimanite + quartz + biotite + muscovite  $\pm$  cordiérite  $\pm$  grenat (Aspden et al., 1995). Ceci indique que les conditions métamorphiques sont de plus haute température vers le Nord (Feininger, 1978 ; Aspden et al., 1995 ; Gabriele, 2002). Un point important observé par Aspden et al. (1995) est la présence de leucosomes quartzo-feldspathiques dans l'unité de La Victoria près du contact avec l'unité de La Bocana.

L'unique étude géochronologique de l'unité de La Victoria a été conduite par Spikings et al. (1995) quelques kilomètres au Sud du village de La Bocana (Fig. 3-7). Sur le même échantillon trois méthodes ont été utilisées : (1) la méthode Ar/Ar sur biotite, (2) les traces de fission sur zircon et (3) les traces de fission sur apatite. Ces méthodes ont donné respectivement :  $213 \pm 1$  Ma,  $180 \pm 17$  Ma et  $39 \pm 3$  Ma, indiquant l'enregistrement d'un événement métamorphique et son refroidissement en dessous de  $550^\circ\text{C}$  (Ar/Ar sur biotite) au Trias supérieur, puis en dessous de  $\sim 240^\circ\text{C}$  (Bernet et al., 2006) au Jurassique inférieur, enfin en dessous de  $160^\circ\text{C}$  à l'Eocène supérieur.

#### *Unité de La Bocana*

L'unité de La Bocana a été nommée à partir du village de La Bocana (Fig. 3-7) et s'étend entre l'unité de La Victoria au Sud et l'unité de Piedras au Nord. Cette unité est considérée comme constituée d'un ensemble de roches plutoniques granodioritiques à biotite  $\pm$  muscovite  $\pm$  grenat  $\pm$  tourmaline (Feininger, 1978 ; Aspden et al. 1995), de paragneiss, et en quantité moindre de migmatites (Aspden et al., 1995). Cette unité affleure de manière quasi continue entre les villages de La Bocana et de Piedras (Fig. 3-7), et son contact au Nord avec

cette dernière est tectonique. Cependant la présence de xénolithes amphibolitiques dans l'unité de La Bocana et de corps granitiques dans l'unité de Piedras suggère que le contact était à l'origine probablement intrusif (Aspden et al., 1995). Selon Aspden et al. (1995) le contact entre les unités de la Bocana et de La Victoria correspond à une zone de faille dextre syn- à tardi-magmatique.

De manière générale, les granodiorites de La Bocana (Aspden et al., 1995) contiennent de grandes quantités de xénolithes métasédimentaires : quartzitique, pélitique, paragneissique ou migmatitique. A l'échelle de l'affleurement, les zones de foliation irrégulière et la présence de schlieres biotitiques sont interprétés comme des marqueurs de l'assimilation de ces xénolithes métasédimentaires. Ces xénolithes restitiques ont une composition variable à sillimanite + muscovite + biotite  $\pm$  andalousite  $\pm$  cordiérite  $\pm$  grenat  $\pm$  K-feldspath. Aspden et al. (1995) mentionnent aussi la présence de granodiorites présentant l'assemblage biotite + grenat  $\pm$  muscovite. En lames minces ces granodiorites contiennent des cristaux de sillimanite automorphe ; cependant la nature magmatiques ou restitiques de ces cristaux n'a pas été établie. Aspden et al. (1995) ont aussi observé de nombreux filons pegmatitiques non déformés à quartz + plagioclase + tourmaline  $\pm$  biotite  $\pm$  muscovite.

Les âges K/Ar sur biotite et muscovite de l'unité de La Bocana, compilés de Aspden et al., (1992) et Feininger & Silbermann (1982), varient entre 220 et 190 Ma. Un âge Sm/Nd a été obtenu sur une granodiorite à grenat de La Bocana à  $219 \pm 22$  Ma (Aspden et al., 1995). Ces âges, tout comme les l'âge Ar/Ar sur biotite de l'unité de La Victoria, indiquent un événement métamorphique au Trias supérieur.

Les premières analyses chimiques sur roche totale, en éléments majeurs et traces de l'unité de La Bocana ont été entreprises par Aspden et al. (1995) (Fig. 3-10). Les échantillons ont été prélevés au nord de l'unité, près du contact avec l'unité de Piedras. Dans un diagramme ternaire QAP (quartz, orthose, plagioclase ; Streckeisen, 1976), les roches de l'unité La Bocana s'étendent sur plusieurs champs, entre granodiorites, granites et granitoïdes riches en quartz (Aspden et al., 1995) (Fig. 3-10). Selon les diagrammes ( $K_2O$  vs  $Na_2O$  ou  $Al/(Na+K+Ca/2)$  vs  $SiO_2$  ; Chappell & White, 1974) les granites de La Bocana sont classés dans le champ des granites de type I et S à dominante S (Fig. 3-10). De plus dans le

diagramme Rb vs Y+Nb (Pearce et al., 1984), l'unité de la Bocana se classe dans le champ des granites d'arc volcanique.

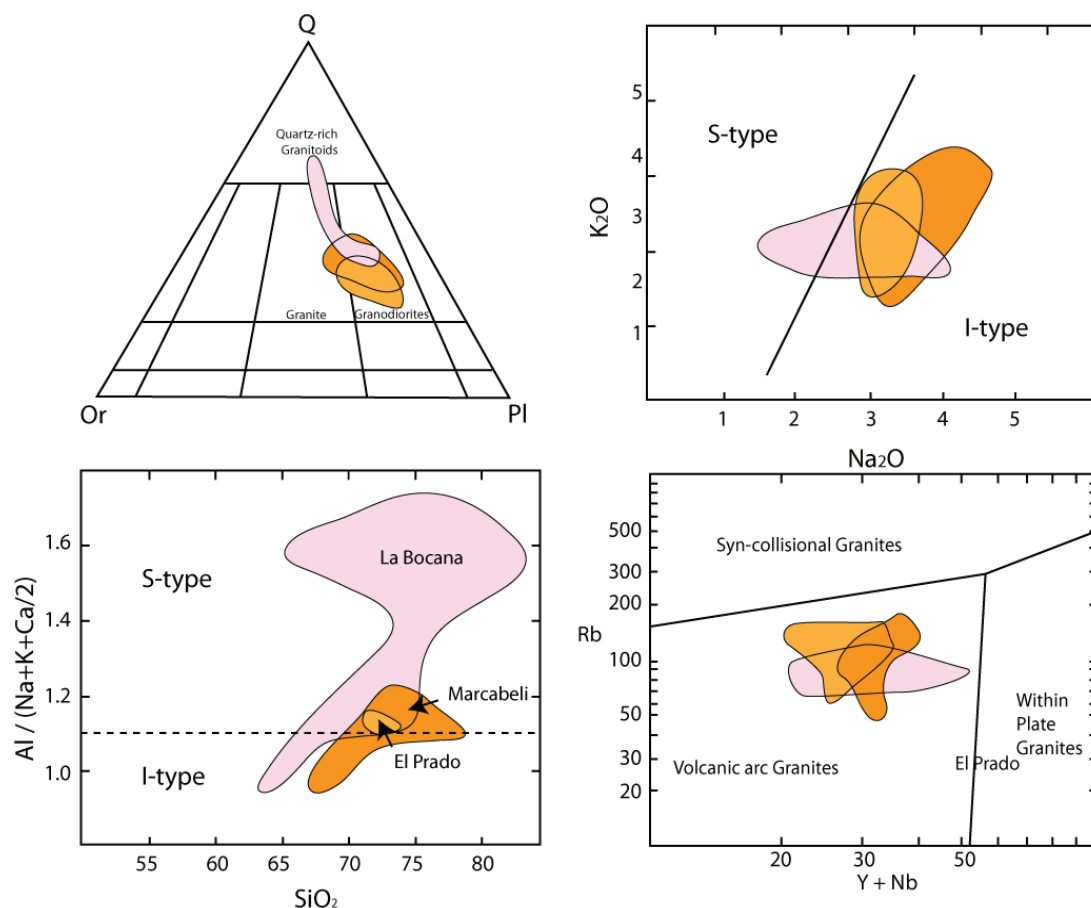


Figure 3-10 : Diagrammes de classification géochimique des granitoïdes du groupe de Tahuin d'après Aspdén et al. (1995). En haut à gauche diagramme QAP (Quartz, Orthoclase, Plagioclase) d'après Streckeisen (1976). En haut à droite, diagramme teneur en Al vs  $\text{SiO}_2$ , les champs de type S et I d'après Chappell & White (1974). En bas à gauche diagramme  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{Na}_2\text{O}$ , les champs de type S et I d'après Chappell & White (1974). En bas à droite, diagramme Rb vs Y+Nb d'après Pearce et al. (1984).

#### Unités plutoniques de Marcabelli et de El Prado

Les plutons de Marcabelli et de El Prado sont situés entre les unités de El Tigre et de La Victoria (Fig. 3-7). De manière générale, ces plutons sont orientés Est-Ouest et sont peu déformés. Ils consistent principalement en des granodiorites à biotite  $\pm$  muscovite. Cependant

ces plutons sont composites et présentent des évidences de plusieurs phases plutoniques (Aspden et al., 1995). A l'Ouest de Marcabeli on voit apparaître l'amphibole dans l'assemblage minéralogique ainsi que de nombreux xénolithes amphibolitiques (Fig. 3-11).

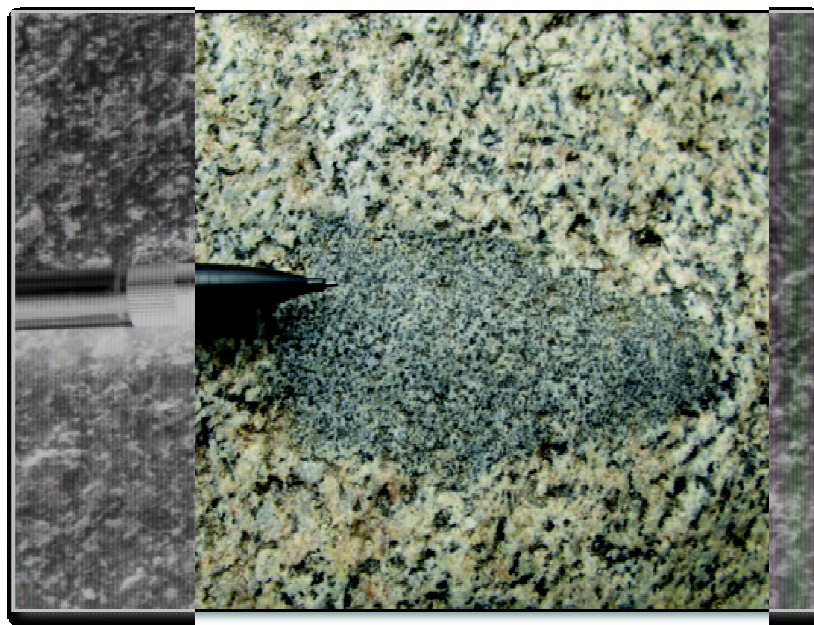


Figure 3-11 : Photo d'un xénolithe amphibolitique au sein de la granodiorite de Marcabeli (campagne 2008).

L'âge du pluton de Marcabeli a été contraint par la méthode K/Ar entre 180 et 230 Ma (Aspden et al. 1995). Cet âge a été précisé par Noble et al. (1997) en datant des monazites à  $227.5 \pm 0.8$  Ma. Les âges hérités sur zircon varient entre 0.5 et 2.8 Ga, et indiquent une composante importante de recyclage crustal. Plus récemment, deux âges traces de fission sur zircon et apatite ont donné respectivement  $137 \pm 17$  et  $46 \pm 3$  Ma (Spikings et al., 2005), indiquant probablement un épisode d'exhumation au Crétacé inférieur.

Les données géochimiques sur les plutons de Marcabeli et de El Prado acquises par Aspden et al. (1995) sont présentées dans la figure 3-10. Dans le digramme QAP, ces plutons sont classés entre granite et granodiorite avec une affinité plus importante pour la granodiorite. Ces deux plutons ont des signatures de type S et/ou I selon les diagrammes utilisés (Chappell & White, 1974 ; Streckeisen, 1976 ; Pearce et al., 1984). Alors que les granodiorites de La Bocana montrent une forte affinité de type S, les plutons de Marcabeli et



de El Prado sont transitionnels entre les types S et I. Tout comme pour le pluton de La Bocana, Aspden et al. (1995) interprètent ces plutons comme issus du même événement en collision ou subduction (Aspden et al., 1995).

### **3.3. Evolution des modèles interprétatif pour le complexe métamorphique de El Oro**

Le complexe métamorphique de El Oro a été d'abord interprété comme un terrain accrété à la marge Andine durant le Jurassique supérieur ou Crétacé inférieur (Mourier et al., 1988).

Aspden et al. (1995) interprètent le complexe métamorphique de El Oro comme faisant partie d'un prisme d'accrétion qui s'étendait probablement sur la longueur des Andes du Nord, et qui serait à présent recouvert par des dépôts volcaniques principalement Tertiaire. Le complexe préserve dans sa partie sud un groupe plus cohérent (comparé au groupe de Biron de la partie nord, Fig. 3-7): le groupe semi-pélitique de Tahuin, probablement d'âge Paléozoïque inférieur (Martinez, 1970), et métamorphisé durant le Trias supérieur (Aspden et al., 1995). Selon ces auteurs, l'épisode métamorphique fut accompagné par des décrochements dextres, la formation de migmatites, la mise en place de plutons de type S syn-à tardi-déformation, et la mise en place, dans une zone de cisaillement dextre, du complexe mafique de Piedras. La mise en place de ce dernier et l'excès de chaleur produit seraient à l'origine de l'anatexie crustale et de l'intrusion des systèmes granitoïdiques de La Bocana, de Marcabeli et de El Prado. Un point important soulevé par Aspden et al. (1995) réside dans la similarité entre le complexe métamorphique de El Oro et la « division de Loja » située à l'est du massif dans la Cordillera Real (Fig. 3-5). En effet, la division de Loja présente une séquence semi-pélitique variablement métamorphisée avec des granitoïdes d'âge Trias supérieur de type S et des migmatites (Noble et al., 1994). Aspden et al. (1992 et 1992a) ont proposé que l'épisode métamorphique du Trias supérieur qui affecte la division de Loja correspondait aussi à une période de décrochement dextre. Dans cette interprétation, l'âge de la formation du prisme d'accrétion lui-même est mal contraint. Cependant, il y a 140 Ma un important changement géodynamique entraîna une importante phase de déformation, d'exhumation et de remise à zéro des âges radiométriques en Equateur. Aspden et al., (1995)

suggèrent que cette période fut à l'origine de l'assemblage des composants majeurs du prisme d'accrétion (e.g. le complexe ophiolitique de Raspas), mais aussi de la rotation horaire de  $\sim 90^\circ$  observée dans le Massif de El Oro.

Plus récemment Gabriele (2002), à partir d'études géochimiques et géochronologiques a redéfini l'unité métamorphisée en régime HP-BT située entre le complexe ophiolitique de Raspas au Nord et l'unité de Piedras au Sud : l'unité d'Arenillas-Panupalí. Précédemment considérée par Feininger (1978) et Aspden et al. (1995) comme d'âge crétacé, cette unité est datée du Trias supérieur (Ar/Ar sur glaucophane) par P. Monié (*in* Gabriele, 2002). Cet auteur a aussi redéfini l'unité mafique de Piedras comme un morceau de croûte océanique accréé à la marge sur la base de sa signature géochimique de type MORB et de son contact mylonitisé avec le groupe de Tahuin. Dans cette interprétation, Gabriele (2002) ne tient pas compte de l'âge magmatique à  $221 \pm 17$  Ma déterminé par Noble et al. (1997), ni du contact originellement intrusif décrit par Aspden et al. (1995) entre ces deux unités. Cet auteur introduit aussi une nouvelle explication pour l'augmentation des conditions métamorphiques vers le Nord pour l'ensemble continental de Tahuin. A partir des isogrades métamorphiques cartographiés par Feininger (1978), Gabriele (2002) interprète les conditions thermiques croissantes vers le Nord comme liée à un approfondissement dans la séquence continentale. La géométrie actuelle est alors expliquée par un basculement à grande échelle de la séquence. Gabriele (2002) relie ce basculement à un hypothétique événement tectonique d'âge Trias supérieur, également à l'origine de la mise en place des différents plutons granodioritiques de cet âge. Toutefois l'origine et les conditions d'accrétions pénécontemporaines des unités de Piedras et d'Arenillas-Panupalí ne sont pas détaillées par l'étude de Gabriele (2002).

### **3.4. Points importants et problèmes soulevés**

Pour conclure, le complexe métamorphique de El Oro est constitué de trois ensembles majeurs (Fig. 3-7) : au nord le groupe de Biron, au centre le complexe ophiolitique de Raspas et au sud la « paired metamorphic belt » de El Oro. Ces trois ensembles sont caractérisés par une orientation est-ouest de leurs structures avec une foliation à pendage subvertical. Ces différents groupes ont enregistré différents épisodes tectoniques et géodynamiques et leurs caractéristiques sont résumées ci-dessous :

- Le groupe de Biron est un témoin de l'événement tectono-métamorphique d'âge triasique, fortement métamorphisé au Crétacé supérieur, probablement lors de l'accrétion du plateau océanique de Pallatanga à la marge équatorienne (Noble et al., 1997). Les interférences entre les différents épisodes métamorphiques rendent complexe la structure et la compréhension de son évolution tectonique.
- Le complexe ophiolitique de Ráspas est le seul massif éclogitique connu dans les Andes. L'exhumation de ces roches de HP-BT est symptomatique de périodes de changement géodynamique drastique (Guillot et al., 2009). Pour le massif ophiolitique de Ráspas ces conditions sont probablement liées au changement de direction de convergence entre l'océan Paléo-Pacifique et la marge nord-andine durant le Jurassique supérieur ou le Crétacé basal (Aspden et al., 1995 ; Gabriele, 2002).
- La « paired metamorphic belt » de El Oro est caractérisée par l'association de roches de HP-BT et de roches de HT-BP, d'âges comparables. L'ensemble continental psammo-pélitique de Tahuin (230-220 Ma), de HT-BP, présente un métamorphisme croissant du Sud vers le Nord, depuis les sédiments non métamorphiques de l'unité de El Tigre, jusqu'aux migmatites de l'unité de La Bocana (Feininger, 1978 ; Aspden et al., 1995 ; Gabriele, 2002). L'origine et la mise en place des unités à signature géochimique océanique de Piedras et d'Arenillas-Panupalí restent obscures, et nécessitent un important travail de révision.

Les études menées sur le complexe métamorphique de El Oro ont principalement concerné le massif ophiolitique de Ráspas (Feininger, 1982 ; Gabriele, 2002 ; John et al., 2010). Les études préliminaires sur la partie Sud du complexe de El Oro métamorphisée au Trias supérieur (Feininger, 1978 ; Aspden et al., 1995 et dans une moindre mesure Gabriele, 2002) ont permis de mettre en évidence l'association d'unité de HP-BT (Arenillas-Panupalí) et de HT-BP (Piedras, groupe de Tahuin), pénécontemporaines (Trias supérieur) et donc de définir une "paired metamorphic belt". L'étude de l'unité de HP-BT par Gabriele (2002) a permis de caractériser les conditions du pic P-T à  $9 \pm 1$  kbar pour  $300 \pm 50$  °C à  $\sim 225$  Ma (Ar/Ar sur glaucophane). Toutefois les relations entre les différentes unités de la séquence continentale restent mal comprises et plusieurs zones d'ombres persistent :

- Quelles sont les relations structurales entre les différentes unités de la « paired metamorphic belt » ? Quelles sont les implications sur les conditions d'accrétion et/ou de sous-placage des unités d'affinité océanique (Piedras et Arenillas-Panupali) ?.
- Quelles sont les différentes phases de déformation enregistrées par le complexe de El Oro et sous quel régime tectonique l'anomalie thermique triasique a-t-elle eu lieu ?
- Quelles sont les relations entre les plutons granodioritiques de Marcabeli et de El Prado et l'unité de La Bocana composée selon Aspden et al. (1995) de granodiorites, de paragneiss et de migmatites ?
- Quelles conditions métamorphiques la séquence continentale a-t-elle subi au Trias supérieur ? Et que nous apprennent ces conditions métamorphiques sur l'origine de l'événement du Trias supérieur ?.
- Le complexe métamorphique de El Oro est-il basculé (Gabriele, 2002) ? A-t-il été métamorphisé au sein d'une zone de décrochement et donc non basculé (Aspden et al., 1995) ?
- Finalement, quelles sont les implications géodynamiques pour l'Equateur, mais aussi pour l'Amérique du sud, de l'anomalie thermique et de la formation de la "paired metamorphic belt" de El Oro ?

Pour répondre à ces questions, nous nous proposons d'utiliser différentes méthodes. Une partie importante du travail sera concentrée sur l'analyse structurale de la partie métamorphisée au Trias du massif de El Oro. Ceci afin de préciser la nature des unités, leurs relations et les différents épisodes de déformation. Les conditions métamorphiques du groupe de Tahuin seront examinées à l'aide l'étude des paragenèses minéralogiques et par l'utilisation d'outils tels que la microsonde ionique, la thermométrie par spectroscopie de la matière carbonée et construction de pseudosections. Les processus de fusion partielle et l'origine des plutons de granitoïdes seront précisés à l'aide d'analyses géochimiques majeurs, traces et REE et géochronologiques (U-Pb sur monazite et zircon). A la lumière de ces résultats, et à l'aide

de la modélisation numérique (thermique et/ou thermo-mécanique) nous tenterons de replacer l'évolution régionale du massif au Trias dans le contexte géodynamique du Gondwana.

## 4. Analyse structurale

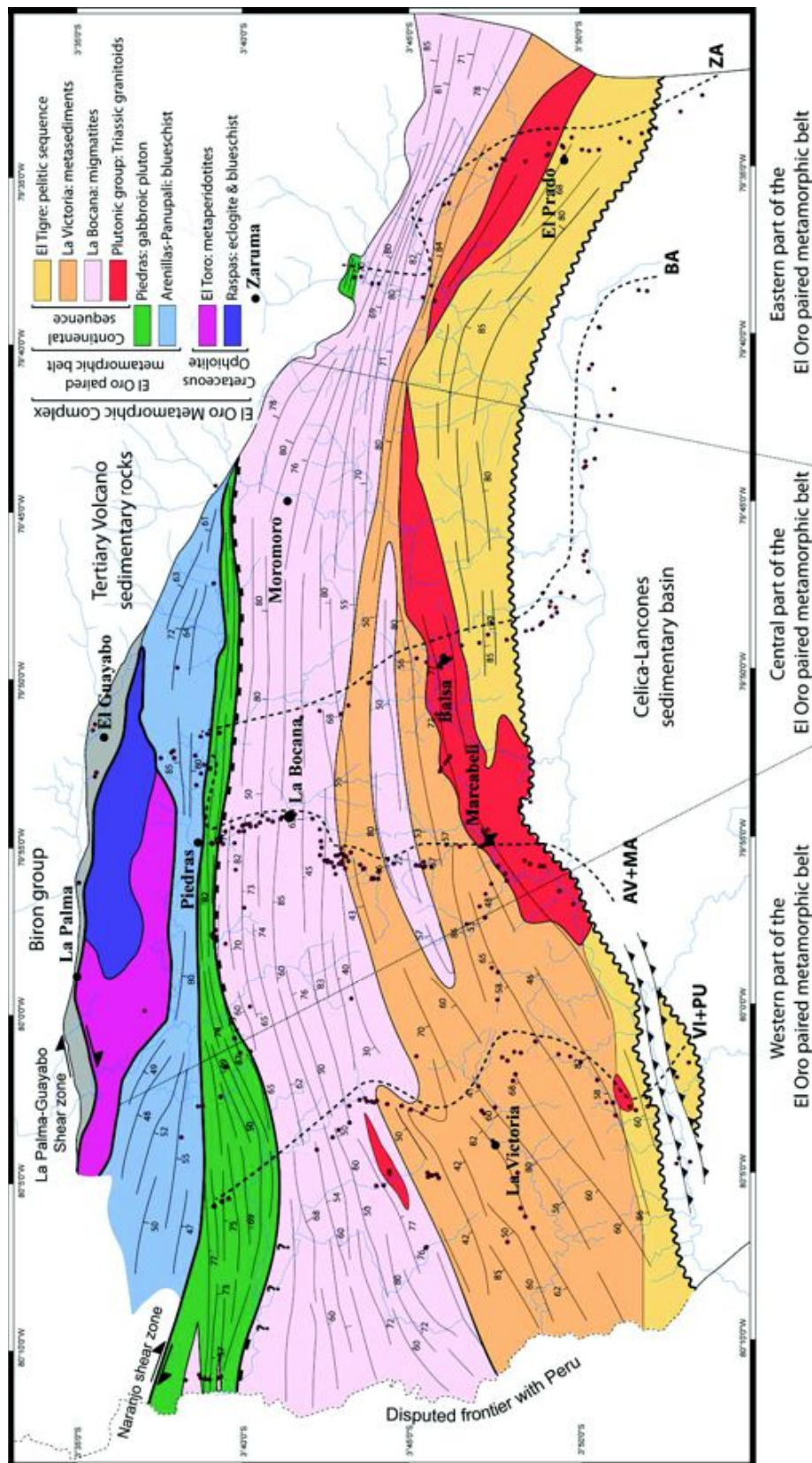
### 4.1. Introduction

La zone d'étude (Fig. 4-1) est soumise à un climat équatorial, chaud et humide dans la partie côtière, et la qualité des affleurements est fortement dépendante de la résistance à l'altération des lithologies étudiées. Typiquement, les lithologies métapélitiques riches en micas sont fortement altérées et latérisées, ce qui rend difficile l'étude des unités de El Tigre, de La Victoria, mais aussi des sous-plutons à deux micas des unités de Marcabeli et de El Prado (Fig. 4-1). Les meilleurs affleurements sont généralement situés dans les talwegs, le long des routes récentes et dans les exploitations de carrière.

L'étude structurale du complexe métamorphique de El Oro, et plus précisément de la partie au sud complexe du complexe de Raspas, a été effectuée lors de deux campagnes de terrains en 2008 et 2010. Au total, quatre coupes structurales ont été étudiées, depuis le bassin de Celica-Lancones au sud jusqu'à l'unité ophiolitique de Raspas au Nord. Selon l'orientation générale des structures, le massif étudié a été divisé en trois parties (Fig. 4-1), les parties Ouest, centrale et Est. Les coupes sont présentées sur la figure 4-1 et sont nommées d'Ouest en Est : PU+VI, AV+MA, BA, et ZA. Chaque préfixe correspond aux localités principales présentes sur le trait de coupe : Puyango et La Victoria, La Avanzada et Marcabeli, Balsas, et Zaruma (Fig. 4-1). Les affleurements étudiés sont numérotés avec un préfixe correspondant à leur coupe (par ex AV01), et les échantillons sont renseignés de l'année de prélèvement (par ex, AV-08-01). L'ensemble des coordonnées GPS de chacun des affleurements étudiées ainsi que leur lithologie sont indiqués en annexes.

Ce chapitre est divisé en trois parties : (1) l'étude cartographique et la définition des lithologies de référence de chaque unité, (2) l'étude structurale de chaque unité et (3) l'étude des contacts entre chaque unité de la zone étudiée.





*Figure 4-1 : Carte géologique de la partie Sud du complexe métamorphique de El Oro. La carte présente une compilation des plans de foliation principaux (d'après les données de Feininger, 1978 ; Aspden et al., 1995 et nos données). Les affleurements étudiés lors de cette thèse sont indiqués par les cercles de couleur grenat, et les 4 principales coupes sont indiquées en pointillés (VI+PU, AV+MA, BA et ZA). Le contact entre l'unité de Piedras et l'unité de la Bocana est soit tectonique dans sa partie centrale (faille normale ductile), soit principalement magmatique dans la partie Ouest.*

## 4.2. Cartographie

### 4.2.1. Unités de El Tigre et La Victoria

Pour la partie Ouest, nos observations sont en accord avec celles de Feininger (1978). Sur l'ensemble du massif nos observations pétrologiques recoupent celles d'Aspden et al. (1995), cependant le vaste réseau de faille dextres indiqué par ces auteurs n'a pas été observé. Les unités de El Tigre et de La Victoria sont caractérisées par l'alternance de niveaux pélitiques et psammitiques, variablement métamorphisés (Fig. 4-2). Dans la partie Ouest du massif les sédiments peu métamorphiques de El Tigre conservent des évidences de polarité inverse (voir §4.3.3). Nos observations montrent aussi que les sédiments du bassin de Celica-Lancones reposent directement sur le pluton de Marcabeli au sud du village du même nom.

L'unité de La Victoria est aussi caractérisée par une variation est-ouest de la proportion des niveaux métapélitiques et métapsammitiques. Nos observations montrent clairement une augmentation de la proportion des niveaux métapsammitiques vers l'Est du massif. L'étude métamorphique soutient cette observation : les migmatites métatexitiques sont moins fertiles à l'Est (moins de leucosomes avec une minéralogie plus riche en spinelle).



*Figure 4-2 : Photographie des lithologies de référence de l'unité de La Victoria. L'alternance entre métapsammites et métapélites est typique de cette unité et se retrouve dans la majeure partie de la séquence continentale de Tahuin. Notez que certains niveaux métapsammitiques sont boudinés avec une direction d'allongement globalement N-S*

## **4.2.2. Unité de La Bocana**

### **4.2.2.1. *Avant-propos : les migmatites***

Les migmatites sont des roches métamorphiques de haut grade qui ont connu la fusion partielle. Durant le métamorphisme prograde, si la température est suffisamment élevée, les roches commencent à fondre vers 650 °C en fonction des conditions de pression et en fonction de la fertilité de la roche (quantité d'eau, composition...). La partie nouvellement formée durant la migmatisation représente le leucosome (principalement feldspath et quartz). Le liquide produit par fusion partielle est mobile et peut être soumis à la cristallisation fractionnée ; par conséquent sa composition peut varier et ne plus représenter la composition initiale. La partie résiduelle, de laquelle est extrait le produit de la fusion partielle représente



le mélanosome (riches en minéraux sombres, tels que biotite, cordiérite, grenat, amphibole etc.). Le paléosome correspond à une partie non-affectée par la fusion partielle et dans laquelle les structures sont héritées. Il est important de souligner que le paléosome représente uniquement des parties épargnées par la fusion partielle, comme des niveaux infertiles (par exemple psammitiques). Ces niveaux insensibles au processus de fusion partielle sont alors dits "résistants". Généralement, lorsque la quantité de leucosome présent dans la roche est inférieure à 50%, on parle de métatexite, et au delà, de diatexite (*e.g* Sawyer, 2008). Lorsque le milieu contient suffisamment de liquide de fusion, il perd ses structures héritées, les produits de fusion incongruente (grenat, cordiérite etc.), et les corps résistants, sont alors mis en "suspension" et la rhéologie du milieu se rapproche plus de celle d'un magma que d'une roche (Rosenberg & Handy, 2005). Dans ce cas, après refroidissement, selon la proportion dans la roche de leucosome et de mélanosome, plusieurs termes décrivent sa composition. La roche est dite leucocrate si elle contient plus de leucosome que le protolithe ne pouvait en produire pendant le processus de fusion partielle, mésocrate si elle a conservé tout le leucosome qu'elle a produit et mélanocrate si une partie du leucosome a été mobilisée et transférée (on parle alors de leucosome pour la partie mobilisée et transférée).

Dans une portion de croûte hétérogène, la fusion partielle sera plus forte dans certains niveaux que dans d'autres (*e.g.* Milord & Sawyer., 2003 ; Milord et al., 2001 ; Sawyer, 2008). Lorsque les roches sont partiellement fondues, leur rhéologie change sous l'effet de la cohabitation d'une phase liquide et d'une phase solide à partir de 3% seulement de magmas silicaté présent dans la roche Rosenberg & Handy (2005). De plus, la différence de densité entre le liquide de fusion et la roche restante constitue une force pour séparer le liquide de fusion de la roche. Outre la différence de densité, la déformation lors de la migmatitisation permet à la fraction liquide de se mobiliser et d'être transférée vers le haut ou latéralement par l'intermédiaire de zones de faible pression : les structures dilatantes. Ces structures sont soit des zones où le liquide de fusion s'est formé, soit des couloirs d'extraction du liquide de fusion ou alors des endroits où le liquide de fusion a pu se collecter (*e.g.* Sawyer, 2001). La distribution de ces structures est alors directement contrôlée par la compétence des lithologies. Dans une alternance sédimentaire psammo-pélitique migmatitisée, les niveaux à protolithe psammitique sont compétents et infertiles alors que les niveaux à protolithe pélitique sont

fertiles et peu compétents. Durant l'épisode migmatitique syn-déformation, la variation du taux de déformation entre les niveaux entraîne la fracturation des plus compétents (ici métapsammitiques). Le liquide de fusion produit dans les niveaux fertiles adjacents s'injecte alors entre les corps métapsammitiques (zones à plus faible pression). Selon le mode de déformation, les structures dilatantes présenteront des jeux apparents inverses, normaux ou en décrochement, et constitueront donc des marqueurs-clefs du régime tectonique associé à la migmatisation.

#### 4.2.2.2. *Unité de La Bocana*

L'unité de La Bocana s'étend au nord de l'unité de La Victoria et est interprétée comme composée de migmatites, de paragneiss et de plutons granodiorites (localement à grenat) (Feininger, 1978 ; Aspden et al., 1995). Les coupes complètes de l'unité de La Bocana depuis les sédiments non migmatitiques au nord de l'unité de La Victoria, jusqu'au contact avec l'unité métagabbroïque de Piedras, montrent que la série n'est pas homogène.

Tel que observé par Feininger (1978) et Aspden et al. (1995), le bord sud de l'unité de La Bocana est principalement constitué, sur une largeur de 1 à 1.5 km, de métatexites stromatiques avec une proportion de leucosome inférieure à 50%. Au Nord, l'unité a été interprétée comme composée de granodiorites à grenat par Aspden et al. (1995) (Fig. 4-3 f-i) en raison de l'absence de structures et de la composition chimique. Au contraire, nos observations montrent que l'unité de La Bocana représente une série migmatitique (Fig. 4-3), depuis des migmatites de faible température au Sud (Fig. 4-3 a, b, c) jusqu'aux migmatites de plus haute température à grenat péritectique au Nord (Fig. 4-3c-i). La majeure partie ~ 70 % de l'unité de La Bocana est constituée de ces diatexites à grenat, et dont la texture varie entre mésocrates et mélanocrates (Fig. 4-3 f, g, h, i).

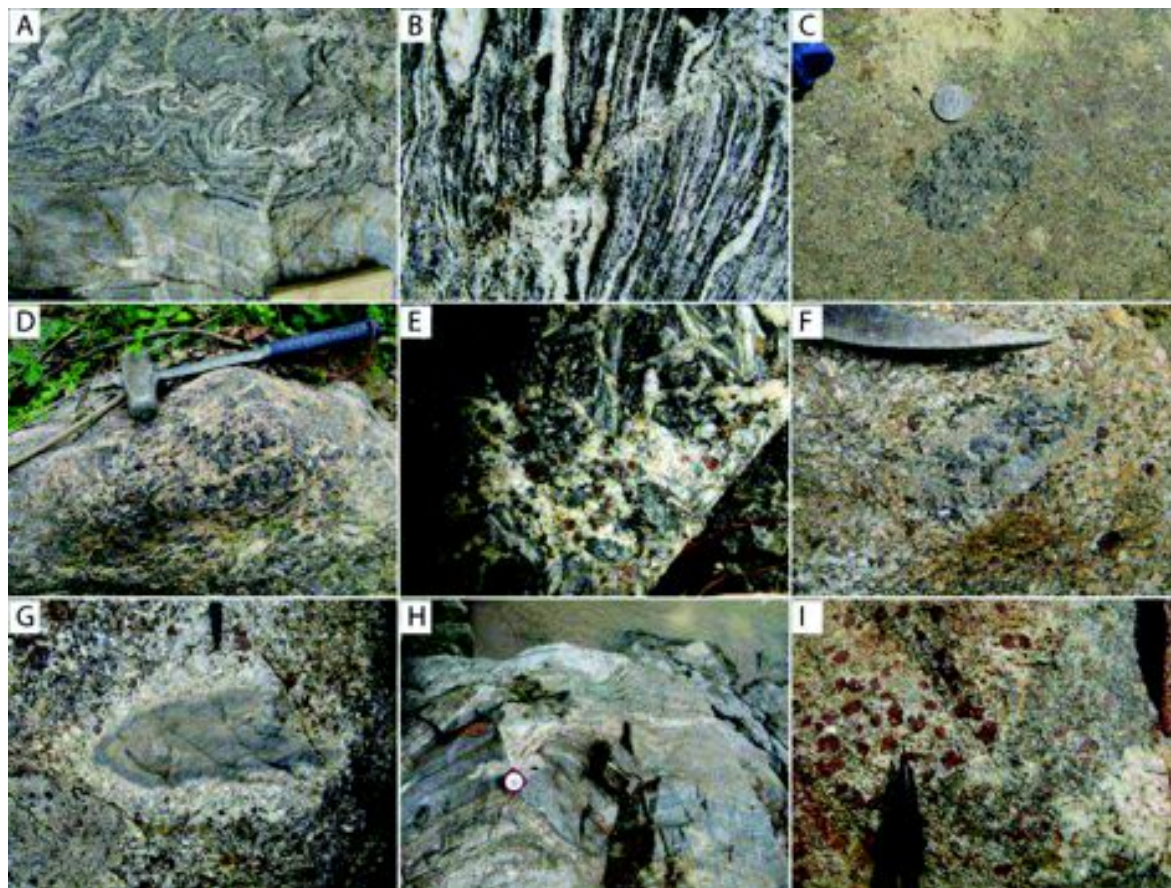


Figure 4-3 : Photographies de l'unité migmatitique de La Bocana. Métatexites (a, c) et diatexites (c) de la partie supérieure de l'unité de La Bocana. (d) Partie centrale et nord de l'unité de La Bocana à grenat. Les migmatites y sont principalement des diatexites (f-i) mais on observe aussi la présence de migmatites restitiques (d, e). (a) Métatexite préservant la stratification sédimentaire. (b) Détail d'une métatexite, notez la présence de leucosome (niveaux blancs), de mélanosome (liserés noirs) mais aussi d'une structure dilatante inverse drainant le liquide de fusion (c) Diatexite à xénolithe métasédimentaire hyper-alumineux. (d, e) Migmatite fortement mélanocrate à reliques de disthène, notez la relation entre les leucosomes et les grenats (e). (f) Xénolithe hyperalumineux en cours de fusion dans une diatexite mésocratique à grenat. (g) Xénolithe métapsammitique en cours de fusion, remarquez la différence de couleur entre le leucosome et la diatexite mésocratique encaissante. (h) photographie prise au cœur de l'unité de La Bocana dans la zone à grenat, cette zone a conservé des niveaux métapsammitiques quasi-intacts. (i) Degré métamorphique maximal de l'unité de La Bocana, la photographie a été prise au nord dans la partie ouest de l'unité et présente une diatexite mésocrate à grenat squelettique. Notez que cette roche contient peu de biotite, comparée au reste de la série.



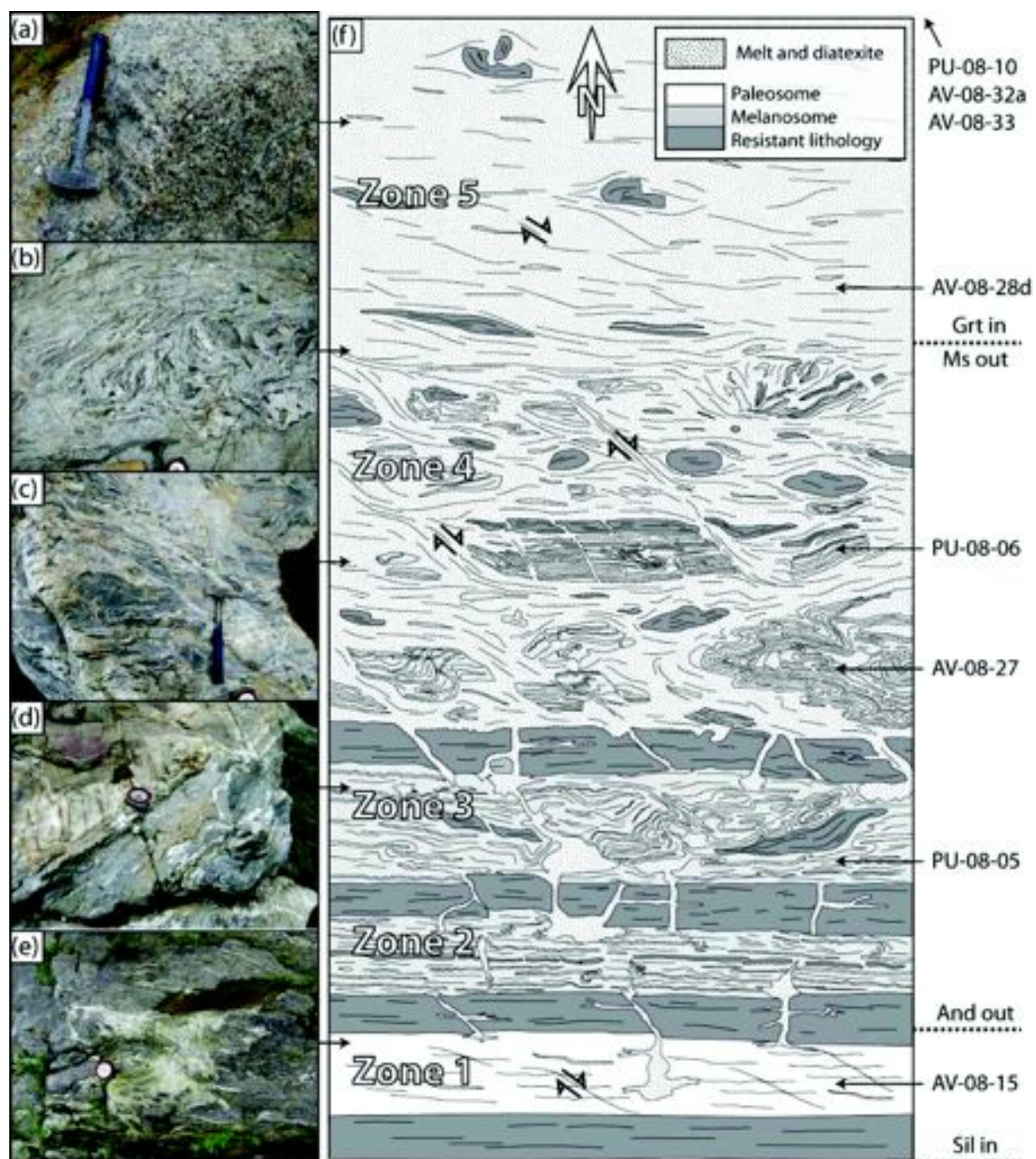


Figure 4-4 : Log schématique de la séquence migmatitique. La section représentée a une épaisseur de 2 km, correspondant à la partie sud de l'unité de la Bocana, depuis l'apparition des premiers liquides de fusion (en bas) jusqu'au diatexites à grenat (en haut). a-e : photographies des différentes textures migmatitiques observées du nord vers le sud ; f : log interprétatif représentant l'évolution de la migmatisation. Sur la droite du schéma sont indiquées les réactions minéralogiques ainsi que quelques échantillons clefs de la série migmatitique. On différencie cinq zones : zone 1, à andalousite

*et sillimanite avec peu de liquide de fusion produit in situ ; zone 2, l'andalousite disparaît et la texture des migmatites est typiquement métatexitique, la fusion est prédominante dans les niveaux métapélitiques et absente dans les niveaux métapsammitiques ; zone 3, le pourcentage de liquide de fusion augmente et les niveaux métapsammitiques se disloquent ; zone 4, le pourcentage de liquide de fusion est supérieur à 50% et la texture migmatitique devient diatexitique, les xénolithes métasédimentaires et métatexitiques sont fréquents et largement déformés ; zone 5, le grenat apparaît et le pourcentage de liquide de fusion est typiquement supérieur à 60-70 %, seuls les xénolithes métasédimentaires très peu fertiles (quartzites) subsistent, et sont peu à peu incorporés vers le nord, la texture est homogénéisée variant entre diatexite mésocrate et diatexite mélanocrate.*

Le log schématique structural et textural de la partie Sud de l'unité de La Bocana est présenté sur la figure 4-4. Ce log montre que le degré de migmatisation augmente vers le nord jusqu'à la perte des structures héritées (Fig. 4-4, zone 5). La transition entre les métatexitites et les diatexitites est graduelle et observée sur l'ensemble des coupes étudiées. La transition est aussi marquée par l'apparition du grenat dans les niveaux mélanocrates.

#### 4.2.2.3. *Plutons de Marcabeli, d'El Prado et de La Florida*

L'étude des complexes plutoniques triasiques de Marcabeli, de El Prado et de La Florida montre que ces plutons ne sont pas homogènes. Au contraire, ils sont formés de plusieurs intrusions successives à composition variable (Fig. 4-5).



*Figure 4-5 : Photographies du pluton de Marcabeli. A gauche, contact entre un granite à biotite + muscovite (en haut) et une granodiorite à biotite + amphibole (en bas). A droite photographie d'un xénolithe amphibolitique à l'intérieur de la granodiorite de la photographie de gauche.*

Le contact entre les intrusions au sein d'un même pluton est souvent franc et souligné par une importante différence d'altération (Fig. 4-5). De plus, les plutons de Marcabeli et de El Prado sont riches en xénolithes métasédimentaires d'origine pélitique ou psammitique, mais aussi en xénolithes amphibolitiques (Fig. 4-5), suggérant une source mixte (crustale et mantellique).



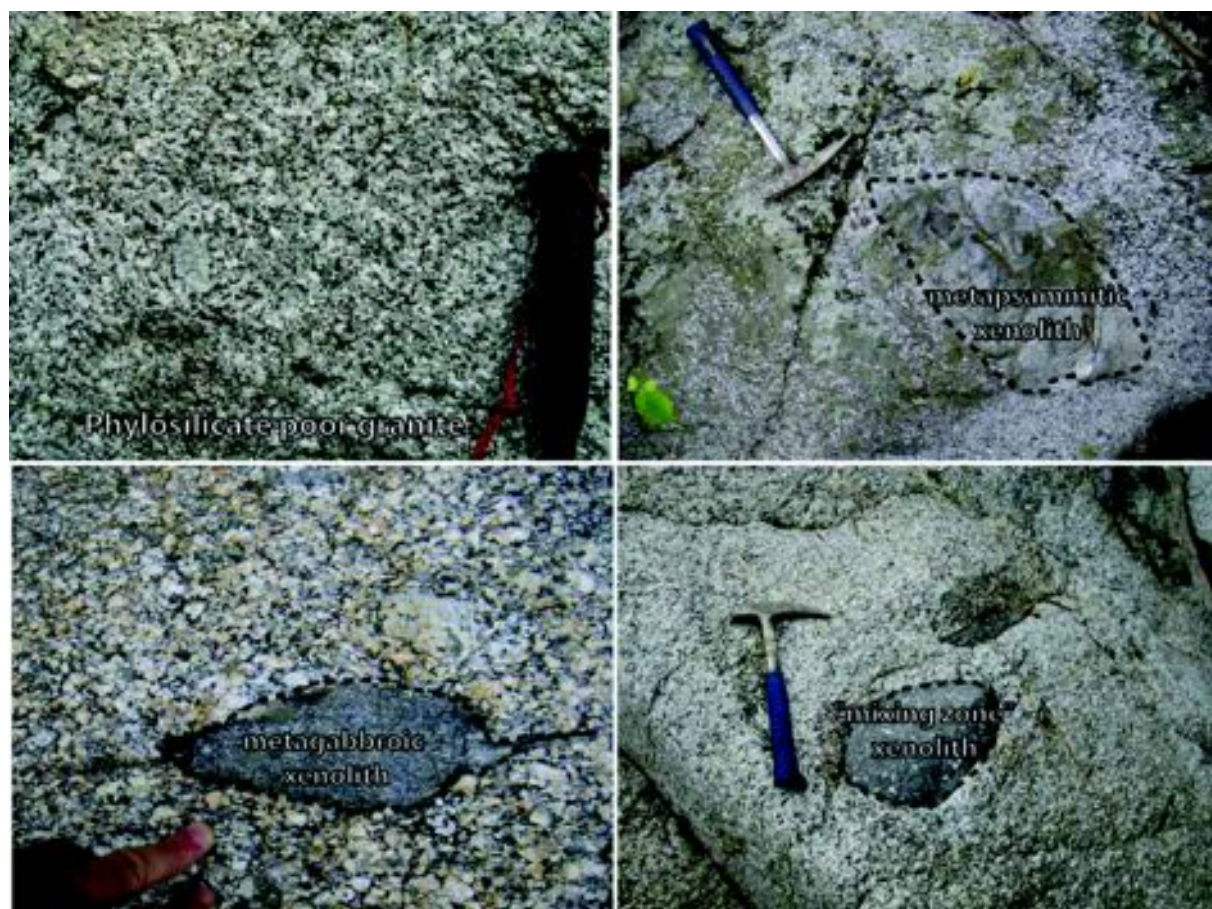


Figure 4-6 : Photographies du pluton granitique de La Florida. En haut à gauche, texture caractéristique du granite, riche en feldspath potassique et pauvre en biotite. En haut à droite, photographie d'un xénolithe métapsammitique. En bas à gauche, photographie d'un xénolithe métagabbroïque, très probablement issu de l'unité de Piedras. En bas à droite, photographie d'un xénolithe de la zone de mélange entre les unités de Piedras de La Bocana.

Le pluton de la Florida (Fig. 4-6) était précédemment associé à l'unité de La Bocana par Feininger (1978) et Aspden et al. (1995). Les xénolithes appartenant à l'unité de Piedras (Fig. 4-6) et la fabrique magmatique cohérente avec l'orientation générale des structures du massif, suggèrent que le pluton granitique de La Florida est très probablement issu du même événement thermique que le complexe granitoïdique de Marcabeli et de El Prado. Le pluton de la Florida a pour assemblage minéralogique caractéristique : K-feldspath + plagioclase + biotite + quartz  $\pm$  amphibole. Aucun faciès à muscovite n'a été observé, contrairement aux plutons de Marcabeli et de El Prado.

#### 4.2.2.4. *Unité de Piedras*

D'après notre étude cartographique, l'extension de l'unité de Piedras (Fig. 4-1) est globalement la même que celle observée par Gabriele (2002). Nos observations montrent que cette unité est composée de métagabbros fortement amphibolitisés, puis rétromorphosés dans le faciès schistes verts (Fig. 4-7). L'accès aux métapéridotites mentionnées dans cette unité par Feininger (1978) est malheureusement rendu impossible car la zone a été inondée lors de la mise en eau du barrage de Tahuin.

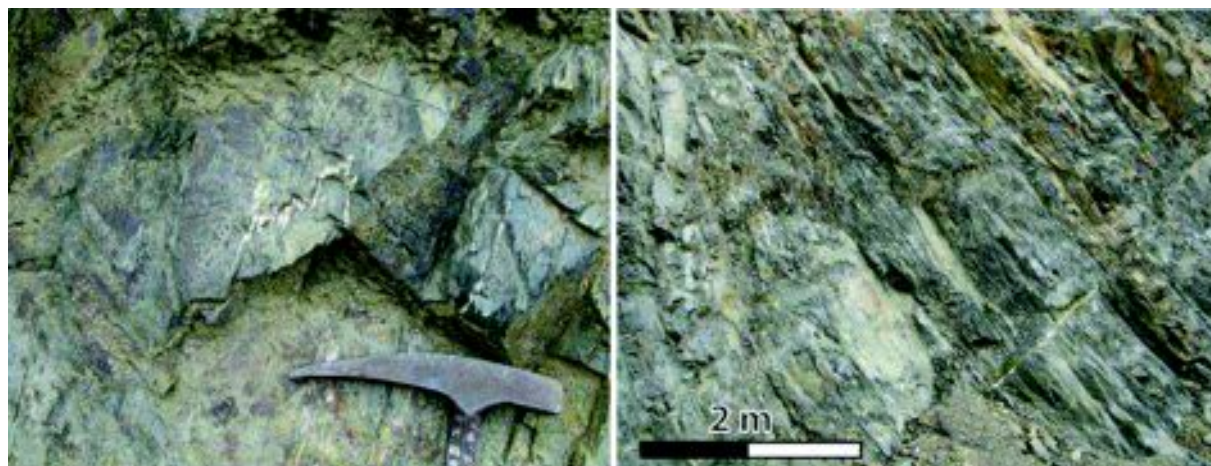


Figure 4-7 : Photographies des textures des métagabbros de l'unité de Piedras. En haut à gauche, rétroromorphose dans le faciès schistes verts. En haut à droite, différentes textures magmatiques d'un métagabbro fortement amphibolitisé. En bas, texture syn-magmatique en mouvement apparent dextre.



#### 4.2.2.5. *Unité d'Arenillas-Panupalí*

L'unité d'Arenillas-Panupalí, définie par Gabriele (2002), a été principalement étudiée au niveau de la coupe centrale (AV+MA, voir Fig. 4-41). Nos observations montrent que cette unité conserve très largement l'empreinte du métamorphisme en faciès schistes bleus et est reprise dans le faciès schistes verts (Gabriele, 2002). Principalement constituée de metabasaltes (Fig. 4-8), cette unité contient aussi des métasédiments et des serpentines. Les serpentines nouvellement observées dans cette unité, se retrouvent principalement sous la forme de lentilles très déformées, mais aussi à l'extrême est du massif sur le route de Piñas, sous la forme de serpentines massives.



*Figure 4-8 : Photographies des metabasaltes de l'unité d'Arenillas-Panupalí. A gauche, gros plan sur les metabasaltes, avec la présence d'un filon riche en plagioclase syn-foliation fortement plissé. A droite, vue d'ensemble de la lithologie à metabasaltes caractéristique de l'unité d'Arenillas-Panupalí.*

Gabriele (2002) intègre aussi dans cette unité des métagabbros. Or nos observations montrent que les métagabbros pouvant être affilié à cette unité sont souvent très déformés et situés dans la zone de contact cartée par cet auteur. Par conséquent nous attribuons ces métagabbros à l'unité de Piedras puisque au sein-même de l'unité d'Arenillas-Panupalí, nous n'avons pas observé de métagabbros. La rétro-morphose en faciès schistes verts est plus forte aux abords des zones de contact avec les unités de Piedras et de Raspas.



## **4.3. Etude de la déformation**

### **4.3.1. Introduction**

Les trajectoires de foliations mesurées et compilées à partir des données de Feininger (1978), Aspden et al. (1995) et Gabriele (2002) sont présentées sur la figure 4-1. L'étude de la déformation est divisée en trois parties et présentée dans ce chapitre par l'analyse structurale des différentes unités du massif mais aussi du bassin sédimentaire adjacent (au sud) de Celica-Lancones.

Au premier ordre, la direction moyenne de la foliation principale de la « paired metamorphic belt » de El Oro est orientée Est-Ouest (Fig. 4-1). Néanmoins, on observe des variations importantes. Les trajectoires de foliation de la partie Ouest sont généralement orientées vers le Nord-Est avec un pendage variable selon les unités, vers le Nord pour les unités méridionales de El Tigre et de La Victoria et vers le Sud pour les unités septentrionales de La Bocana et de Piedras. Les directions de foliation de la partie centrale sont généralement orientées Est-Ouest avec un pendage verticalisé pour la plupart des unités. Dans la partie Est, l'orientation de la foliation principale change pour l'est-sud-est avec une forte verticalisation.

### **4.3.2. Bassin de Celica-Lancones**

La série crétacée du bassin de Celica-Lancones, sédimentaire et volcanique est discordant au Sud sur le massif métamorphique de El Oro. La série débute à l'Albien inférieur ou moyen (Jaillard et al., 1996) par une alternance marno-gréseuse de quelques centaines de mètres surmontée par les roches volcaniques de l'arc de Celica ou par les produits de son érosion (Jaillard et al., 1996 ; Winter et al., 2010).

Dans la partie ouest (Fig. 4-1), les sédiments crétacés reposent en discordance directement sur l'unité de El Tigre (Fig. 4-1). Dans cette zone immédiatement au sud de El Tigre, la stratification des sédiments crétacée est orientée est-ouest (Fig. 4-9) et pend faiblement vers le sud. Au sud de cette étroite bande non déformée, probablement par l'intermédiaire d'un contact tectonique, les sédiments crétacés apparaissent fortement pentés et plissés. Les plis ont une vergence globalement vers le nord (Fig. 4-10).

Dans la partie centrale, les sédiments crétacés sont fortement redressés. La zone de contact avec l'unité de El Tigre est diffuse, déformée et difficile à localiser avec précision. La déformation plicative dans la partie centrale est importante avec un axe N60 subhorizontal (Fig. 4-9). De plus, cet épisode de déformation affecte une grande partie de la base Albienne de la série de Celica-Lancones, suggérant un âge plus jeune que le Cénomaniens (Jaillard et al., 1996).

A l'est et au sud de la coupe ZA (Fig. 4-1), la série de Celica-Lancones est représentée par des niveaux à calcaires noirs albiens intercalés de niveaux de tufs (Jaillard et al., 1996). Ces niveaux ont une orientation sud-est avec un fort plongement vers le nord-est. Ceci indique que la schistosité générale affectant la série crétacée, se courbe d'ouest en est. Le cœur de cette structure convexe se situe entre les coupes BA et ZA (Fig. 4-1), là où la largeur de la « paired metamorphic belt » de El Oro est minimale.

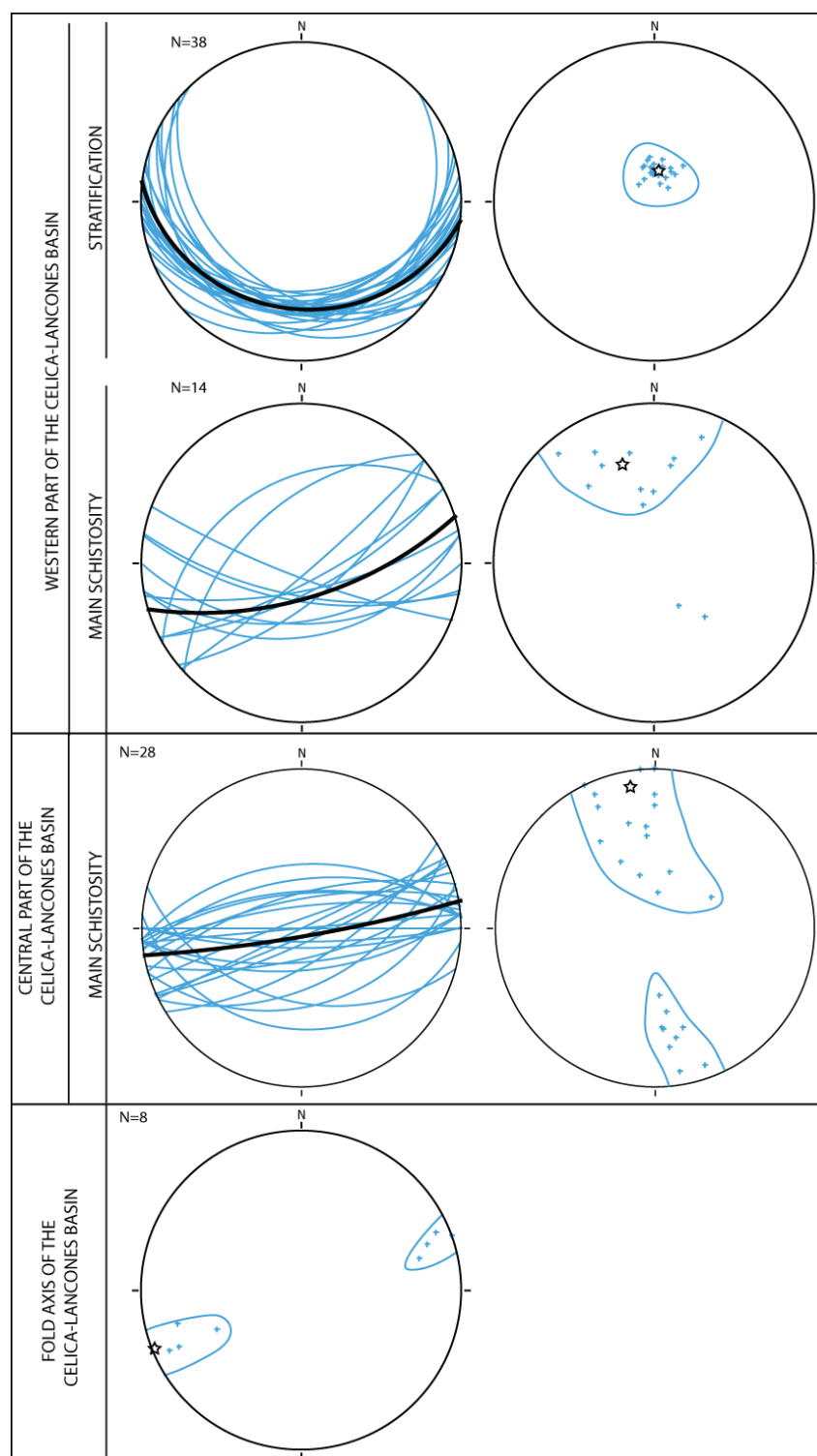


Figure 4-9 : Canevas de Wulf des déformations de la série crétacée de Celica-Lancones. Les axes de plis des parties ouest et est sont compilés en une seule figure (en bas).

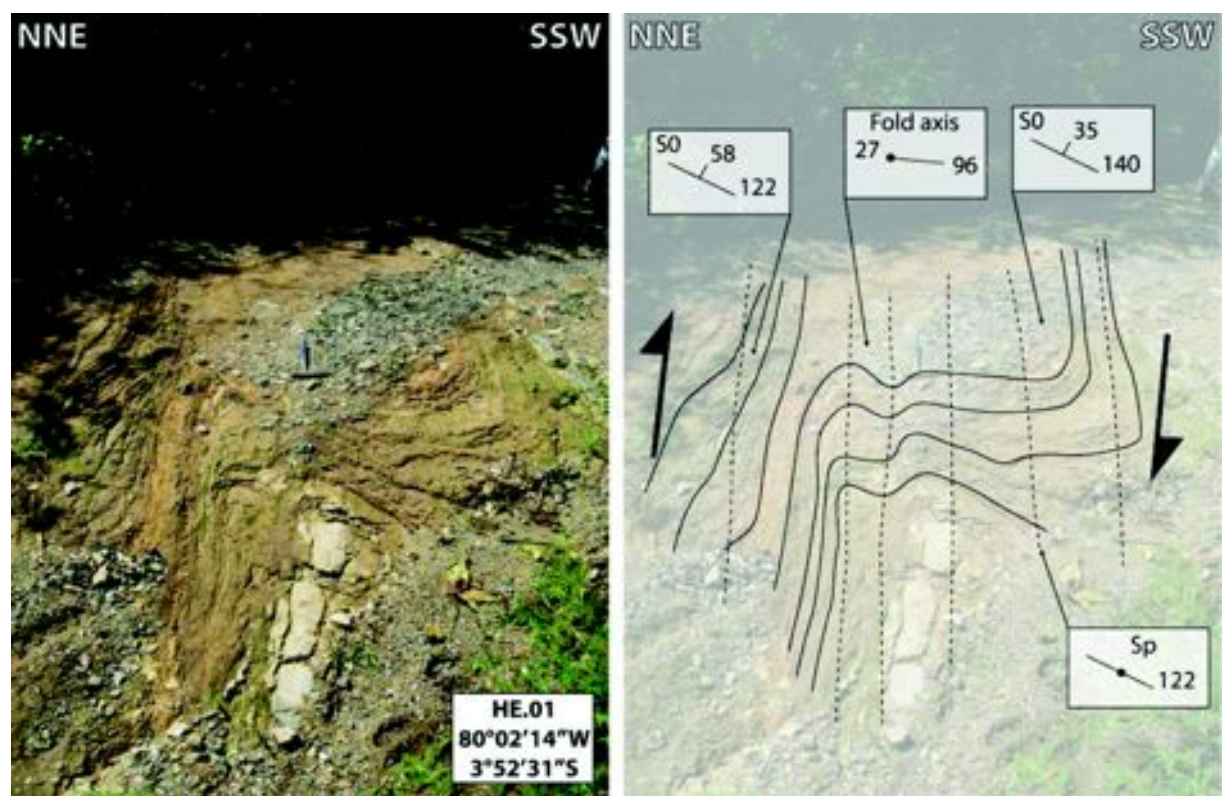


Figure 4-10: Photographie et croquis de sédiments crétacé plissés, du bassin de Celica-Lancones.

### 4.3.3. El Tigre

L'unité de El Tigre, principalement sédimentaire, présente une stratification (S0) générale largement verticalisée sur l'ensemble du massif (Fig. 4-12) avec des indicateurs de polarité inverse dans sa partie ouest (Fig. 4-11). L'orientation de la stratification change de direction depuis l'est-nord-est dans la partie ouest jusqu'au sud-est dans la partie est. Ce changement de direction souligne la structure arquée du massif (Fig. 4-1).



*Figure 4-11 : Figures de courants moulées en contre-empreinte à la base d'un banc gréseux. Ces "flute-cast" indiquent que la polarité de la série est inversée.*

La forte altération des affleurements de l'unité de El Tigre a rendu difficile l'observation de la déformation affectant la stratification. Les quelques plis observés dans les parties Ouest et centrale ont un axe orienté généralement N60-N80 avec un très faible plongement vers l'ESE ou l'ONO (Fig. 4-13). La vergence de ces plis vers le sud, et la présence de stries orientées Nord-Sud montrent que ces plis sont chevauchants avec une direction de transport moyenne dans la direction N150-N170.

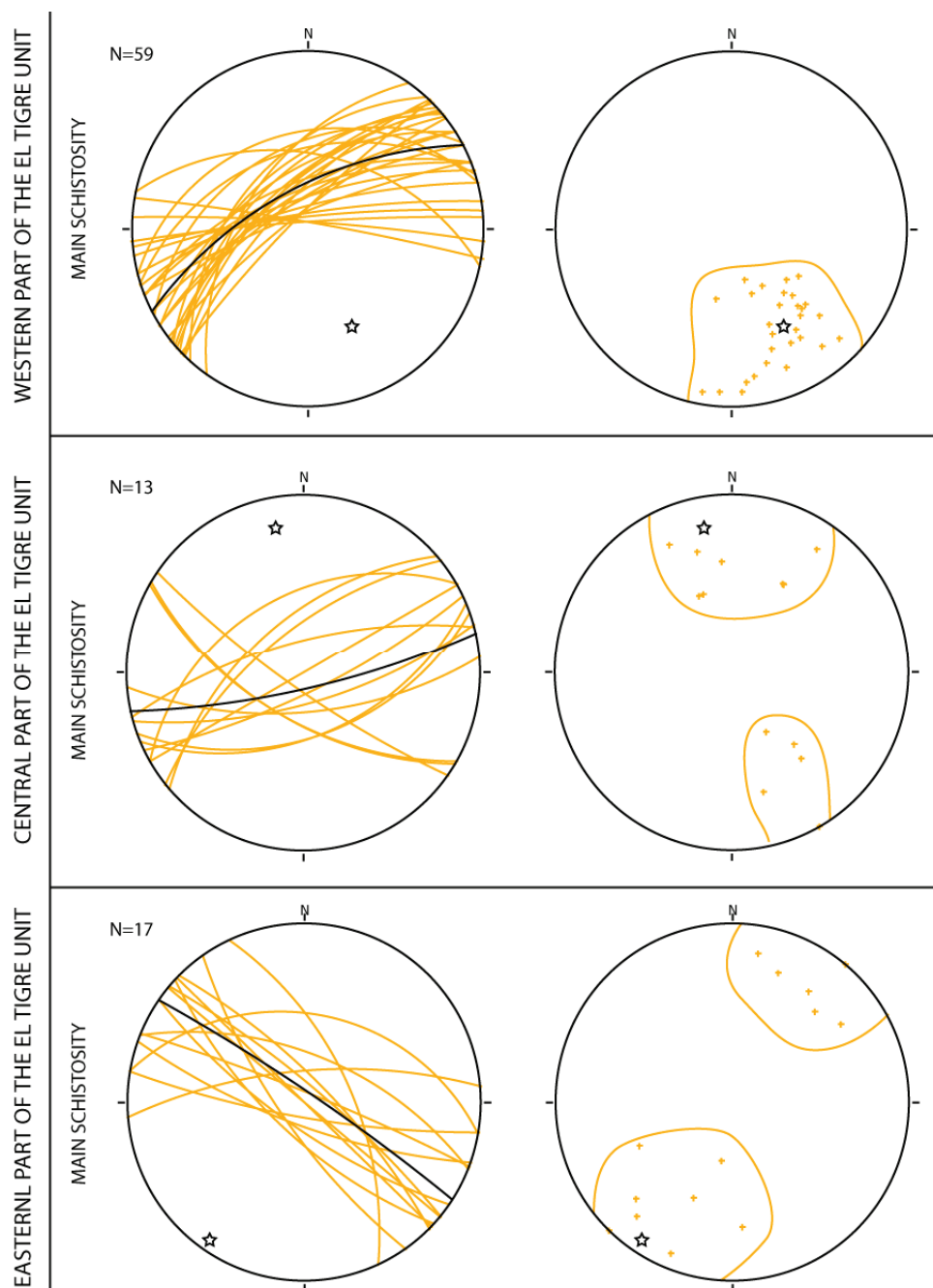


Figure 4-12 : Canevas de Wulf des déformations de l'unité de El Tigre. Pour la foliation principale, les traces cyclographiques sont indiquées sur les canevas de gauche, et les pôles des plans sur les canevas de droite.



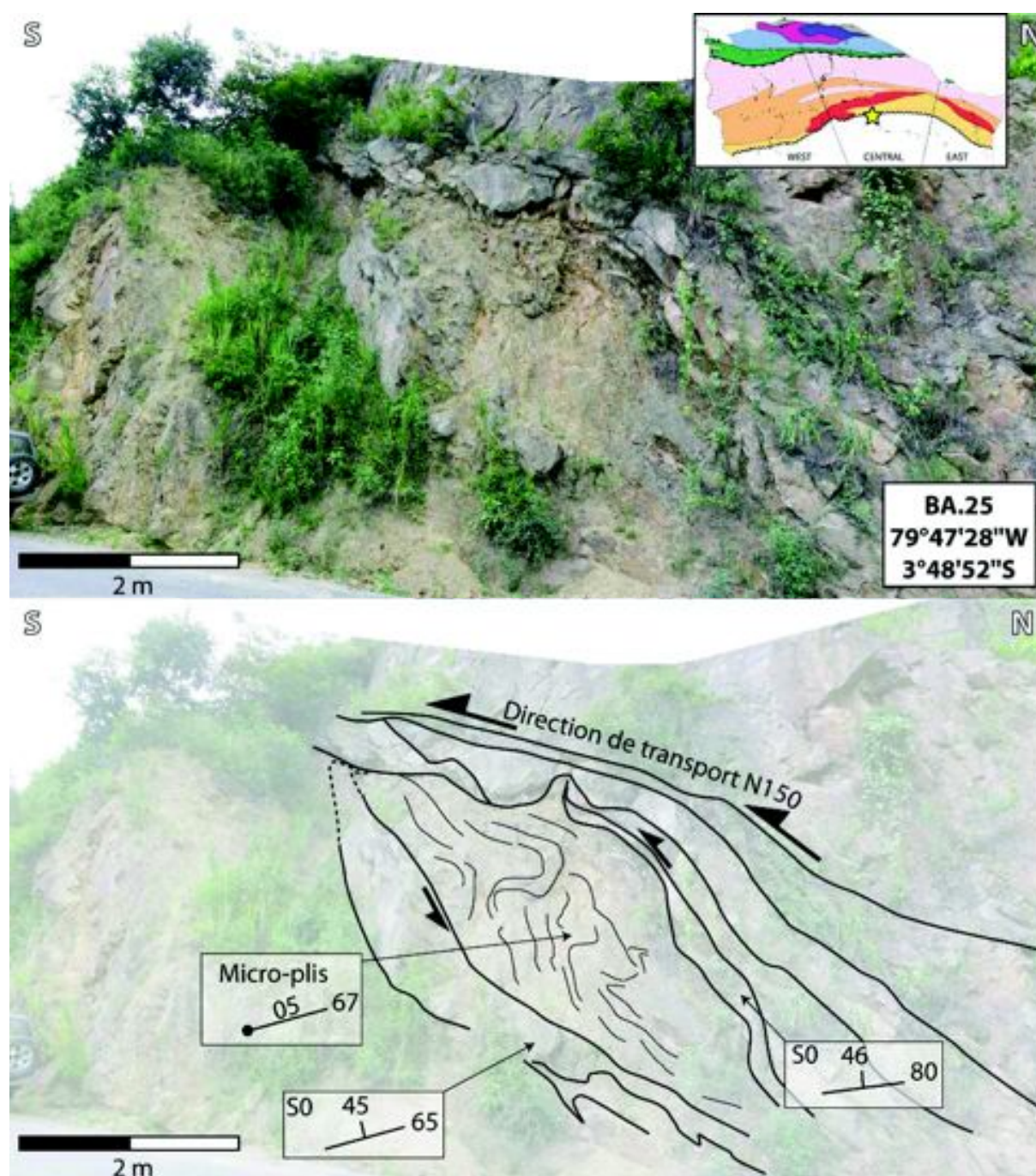


Figure 4-13 : Photographie et schéma d'un pli faillé dans la partie centrale de l'unité de El Tigre, à proximité du contact avec le bassin de Celica-Lancones.

#### 4.3.4. La Victoria

L'unité de La Victoria présente, tout comme l'unité de El Tigre une stratification verticalisée (Fig. 4-14). L'unité est cependant plus intensément déformée, et développe une foliation principale syn-métamorphique surimposée à la stratification. La foliation est principalement marquée par la cristallisation de phyllosilicates : chlorite, muscovite et plus au nord par la biotite.

Sur l'ensemble du massif, l'unité de La Victoria présente la même structure générale courbée que l'unité de El Tigre, avec une foliation orientée vers le N60 dans la partie ouest, et jusqu'à N110 dans la partie est (Fig. 4-1). La linéation minéralogique est marquée par l'étirement des porphyroblastes de feldspath potassique dans la partie sud de l'unité, et, par les fibres de sillimanite près du contact avec l'unité de La Bocana. La compilation des trajectoires de linéations (Fig. 4-14) révèle que celles-ci sont globalement subhorizontales et orientées est-ouest.

Deux phases de plissement ont pu être distinguées au sein de l'unité de La Victoria (Fig. 4-15). La première phase de plissement est synfoliation et soulignée la plupart du temps par des filons de quartz plissés. Les axes de plis sont sub-verticaux (Fig. 4-15). Cette première génération est généralement isoclinale. La seconde génération, plus largement observée, plisse la foliation métamorphique selon des axes orientés est-ouest et faiblement plongeant vers l'ouest (Fig. 4-16). Ces plis ont des plans axiaux pentés vers le nord avec une vergence vers le sud (Fig. 4-16). Le style de plissement est fortement anisopaques et varie depuis des plis serrés à des plis isoclinaux (Fig. 4-16). Aucune recristallisation minéralogique n'a été observée durant cette phase. De plus, cette phase de plissement s'observe plus fréquemment au sein des lithologies métapélitiques, moins compétentes, alors qu'elle est presque totalement absente au sein de l'unité migmatitique. Cette observation est renforcée par la morphologie des plis observés dans l'unité de El Tigre, celle-ci montrant un très fort plissement dans les niveaux à dominante pélitique alors que les niveaux gréseux sont presque épargnés par la déformation (Fig. 4-13).

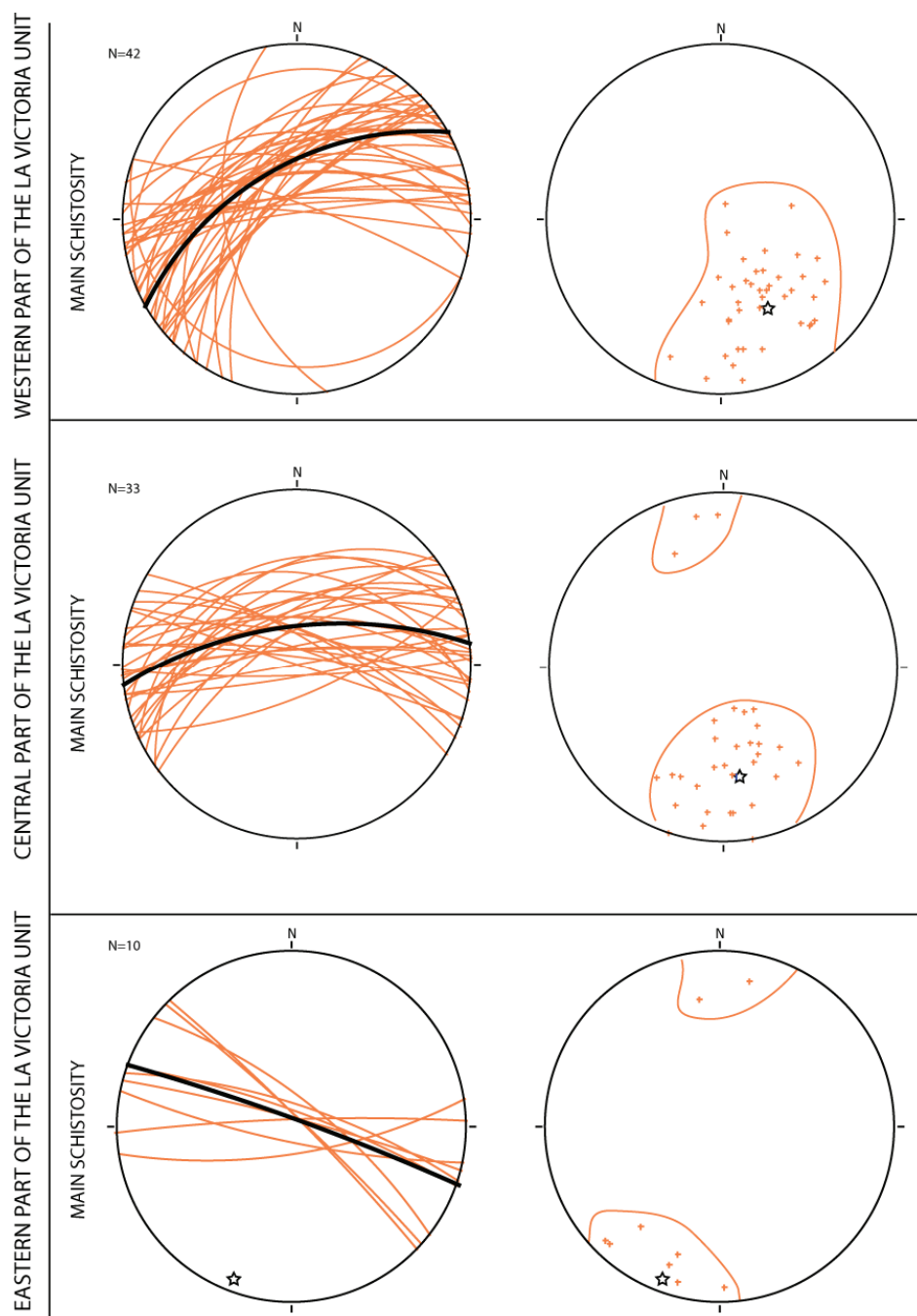


Figure 4-14 : Canevas de Wulf de la foliation l'unité de La Victoria. Les traces cyclographiques sont indiquées sur les canevas de gauche, et les pôles des plans sur les canevas de droite.

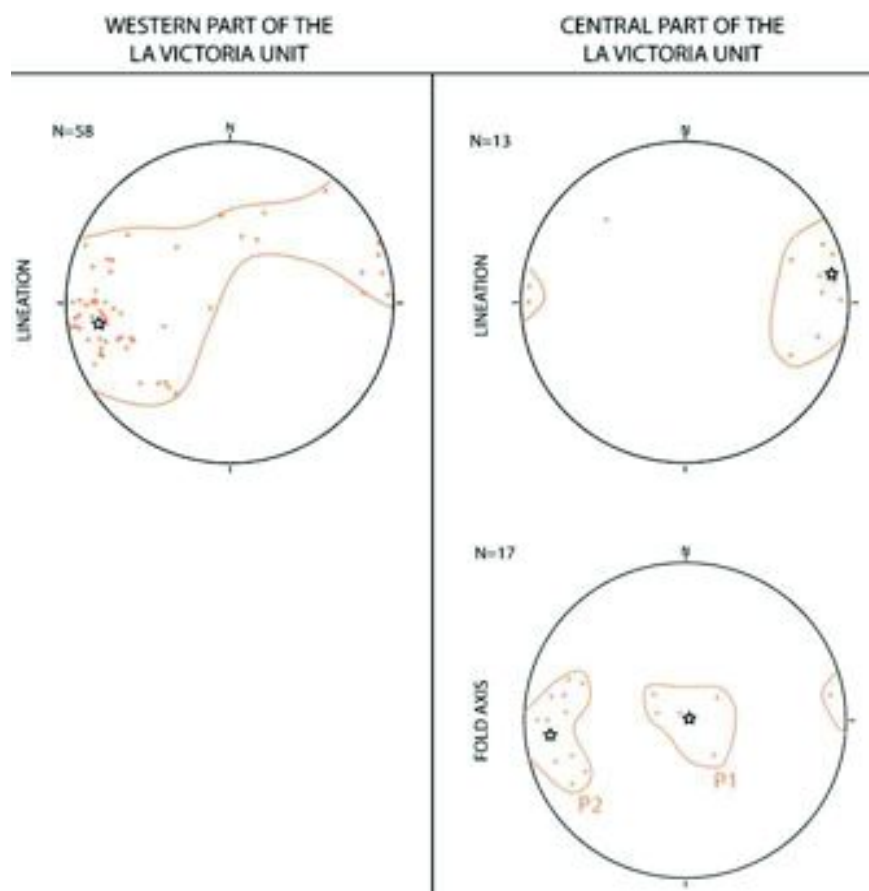


Figure 4-15 : Canevas de Wulff des linéations et des axes de plis de l'unité de La Victoria. Les mesures d'axes de plis ont été compilées uniquement pour la partie centrale, car le nombre de mesures pour les autres parties sont insuffisantes, en raison de la pauvre qualité des affleurements.

Dans la partie centrale de l'unité de La Victoria apparaît une lentille migmatitique plurikilométrique étirée le long d'un axe est-ouest (Fig. 4-1). Cette lentille migmatitique appartenant à l'unité de La Bocana est interprétée par Feininger (1978) comme le résultat d'un pli majeur à plan axial est-ouest et penté de 70° vers le Sud. Nos observations montrent qu'en allant de la bordure vers le cœur de la structure, le degré métamorphique augmente, depuis des métasédiments à andalousite, puis à andalousite et sillimanite et enfin jusqu'aux métatexites et diatexites. Sur le flanc nord de la structure, la zone à andalousite n'est pas représentée et les métasédiments à andalousite et sillimanite se retrouvent directement au contact avec des métasédiments de bas grade à chlorite, muscovite et phengite. La zone de contact proprement dite n'a pas été observée, mais est très probablement faillée. Nos



observations confirment celles de Feininger (1978), et de plus, le plissement des isogrades métamorphiques sans recristallisation de minéraux indique que la formation du pli s'est faite après refroidissement, et probablement à la limite ductile-fragile, comme le montre la caractère faillé du flanc nord du pli.

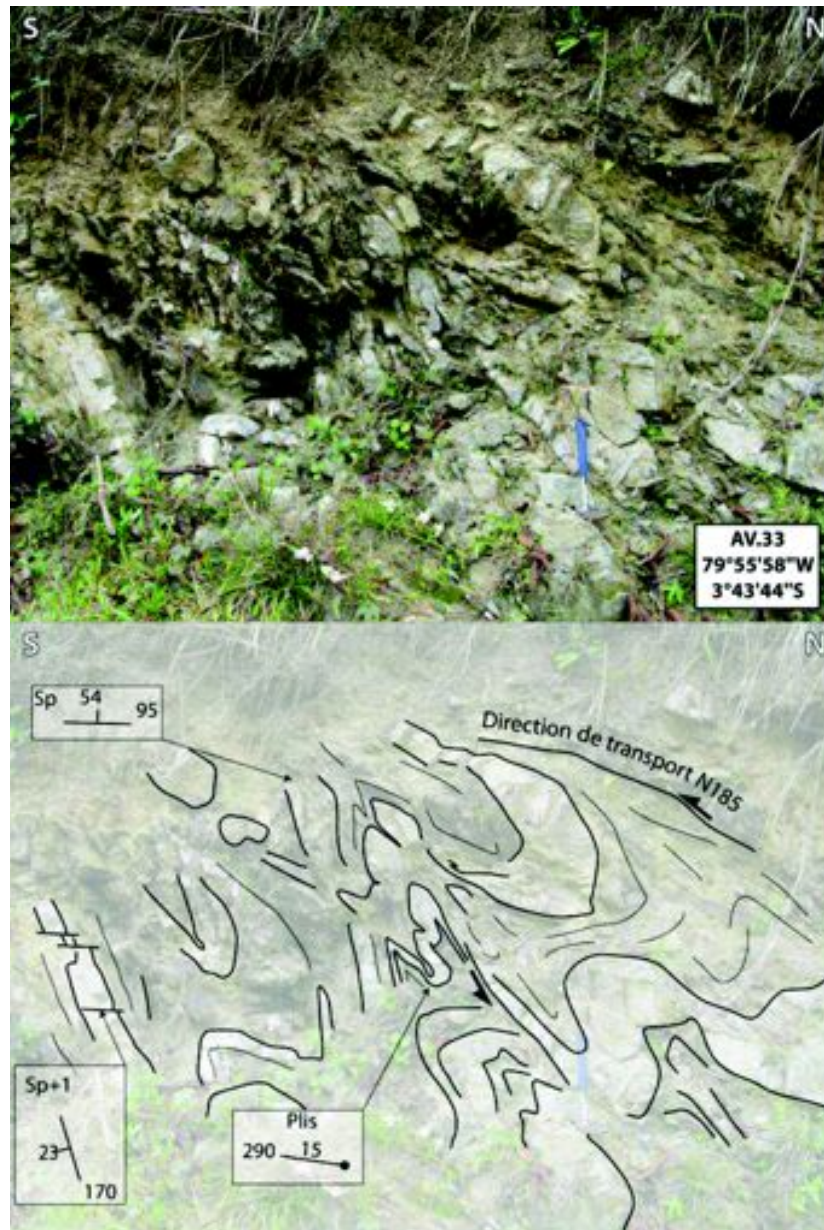


Figure 4-16 : Photographie et schéma structural de plis de l'unité de La Victoria près du contact avec la lentille migmatitique. Notez la schistosité de fracture Sp+1 cohérente avec la direction de transport estimée à partir du plissement.

### 4.3.5. Unité de La Bocana

#### 4.3.5.1. *Introduction sur la structure*

Les mesures de linéations et d'axe de plis (Fig. 4-17) ont été effectuées dans la partie centrale de l'unité (coupe AV+MA, voir Fig. 4-1), où les conditions d'affleurement sont les meilleures. L'enregistrement des structures n'a été permis que pour les migmatites de bas grade, les métatexitiques, pour lesquelles les structures anté- et syn-migmatisation sont encore visibles. Les migmatites de plus haut grade (par ex. diatexitites à grenat) tendent vers des textures magmatiques, et ne sont pas, du moins pour l'épisode de fusion partielle, de bons indicateurs du régime tectonique.

Au premier abord, un aspect important est l'observation courante de l'héritage sédimentaire au sein de l'unité de La Bocana. En effet, l'alternance grésopélitique est largement conservée (par exemple Fig. 4-18), et ceci jusque dans la zone diatexitique à grenat. Les plans formés par cette alternance représentent la stratification sédimentaire, et leurs orientations et pendages sont similaires à la foliation principale. A grande échelle, l'unité de La Bocana présente la même structure courbée que les autres unités précédemment étudiées (Fig. 4-17). Cependant, la foliation moyenne a tendance à pendre vers le sud ce qui diffère des unités de El Tigre et de La Victoria. La série continentale du groupe de Tahuin ne montre pas de discontinuité majeure depuis l'unité de El Tigre jusqu'à celle de La Bocana. Le changement de vergence de la schistosité principale vers le Nord, ainsi que l'augmentation du degré métamorphique vers le Sud suggère donc que la série de La Bocana est à polarité normale. Les métatexitites de La Bocana (partie supérieure de l'unité de La Bocana, Fig. 4-1) sont amplement plissées et montrent d'importants contrastes rhéologiques suivant les niveaux : les niveaux métapélitiques sont plissés, alors que les niveaux métagréseux sont fracturés. Les figures 4-18 et 4-19 sont des exemples typiques de différence de mode de déformation entre les niveaux métapélitiques et les niveaux métagréseux. Les niveaux métapélitiques plus riches en phyllosilicates sont partiellement fondus (Fig. 4-18) et donc plus incompetents, par comparaison aux niveaux métagréseux peu fertiles qui accommodent la déformation par fracturation (formation de structures dilatantes). La compilation des axes de plis montre que ceux-ci ont un fort plongement sans orientation préférentielle (Fig. 4-17). De plus une seule



phase de plissement syn-migmatisation a été observée. Ces axes de plis sub-verticaux sont cohérents avec les axes de plis P1 mesurés dans l'unité de La Victoria (§4.2.4).

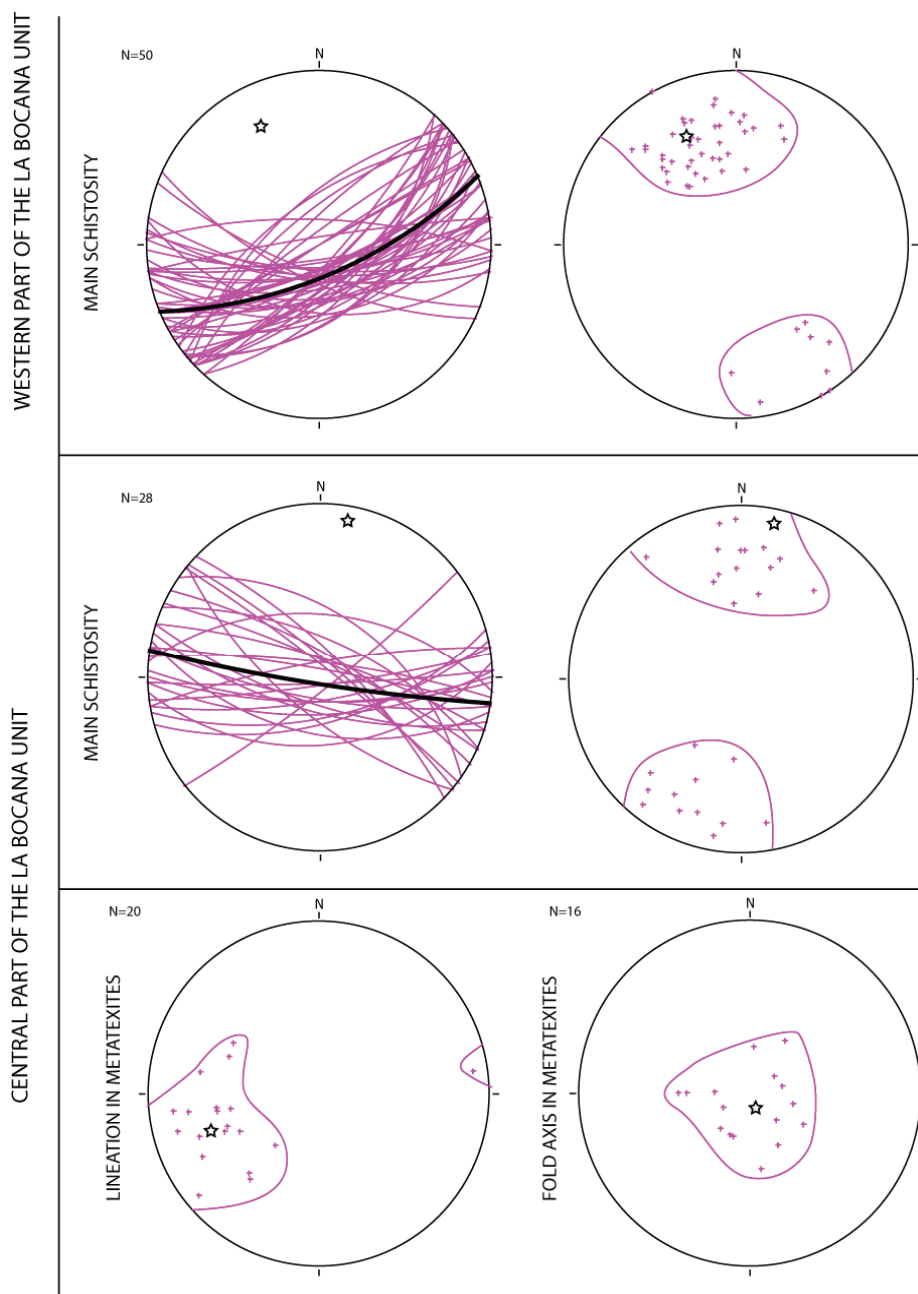


Figure 4-17 : Canevas de Wulff de la déformation de l'unité de La Bocana. Pour la foliation principale, les traces cyclographiques sont indiquées sur les canevas de gauche, et les pôles des plans sur les canevas de droite. Les mesures de linéations minéralogiques et d'axes de plis n'ont pu être effectuées que dans la partie centrale de l'unité de la Bocana, et pour les lithologies métatexitiques.

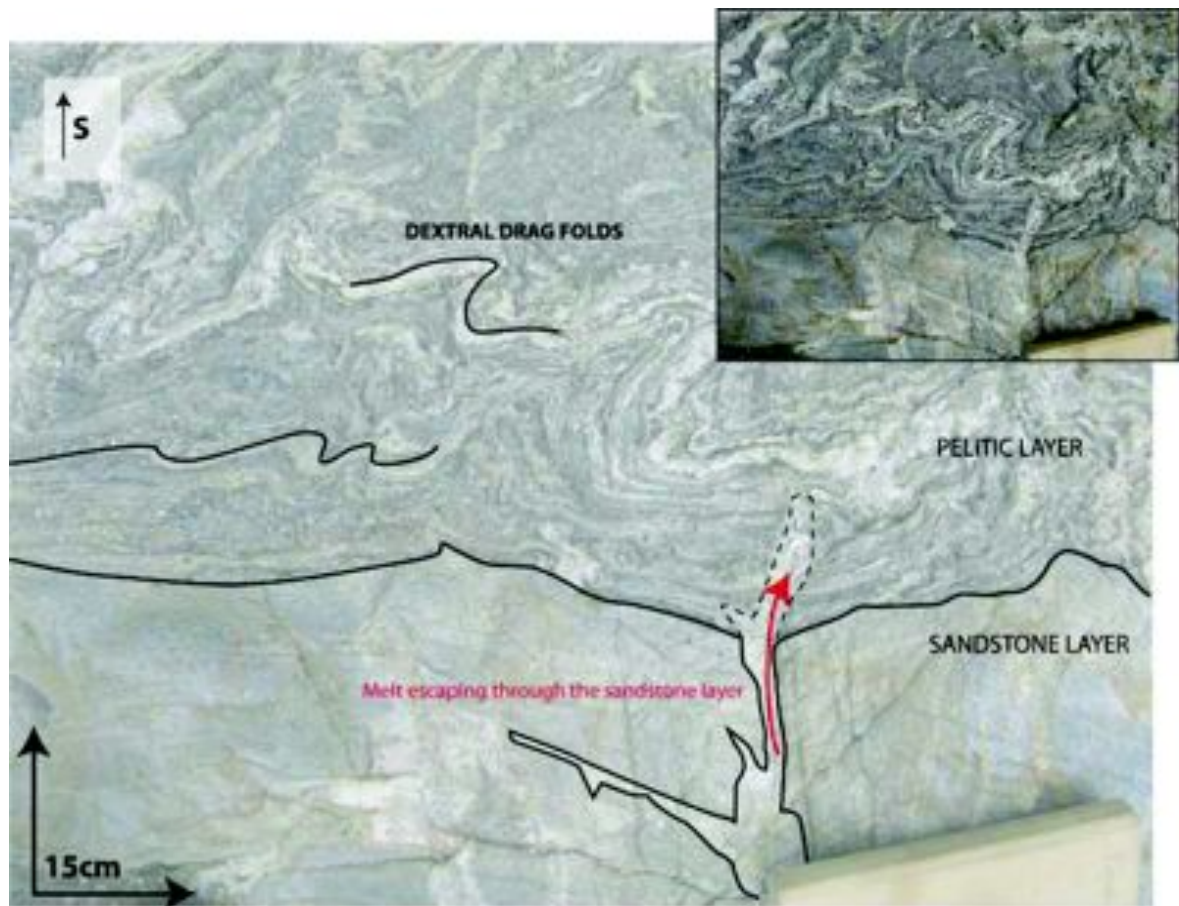


Figure 4-18 : Photographie de métatexites de l'unité de La Bocana de la coupe "AV" (plan XZ de l'ellipsoïde de la déformation finie). L'alternance des niveaux métapélitiques et métapsammitiques est conservée. A ce niveau structural la fusion n'a lieu que dans les niveaux plus pélitiques. Notez la direction d'échappement des liquides de fusion vers le Sud à travers le niveau métapsammitique plus compétent. Le couloir n'étant peu ou pas déformé, la direction initiale d'échappement du liquide de fusion était donc vers le haut. Ce critère de polarité supporte l'hypothèse selon laquelle l'ensemble Tahuin est un bloc basculé.

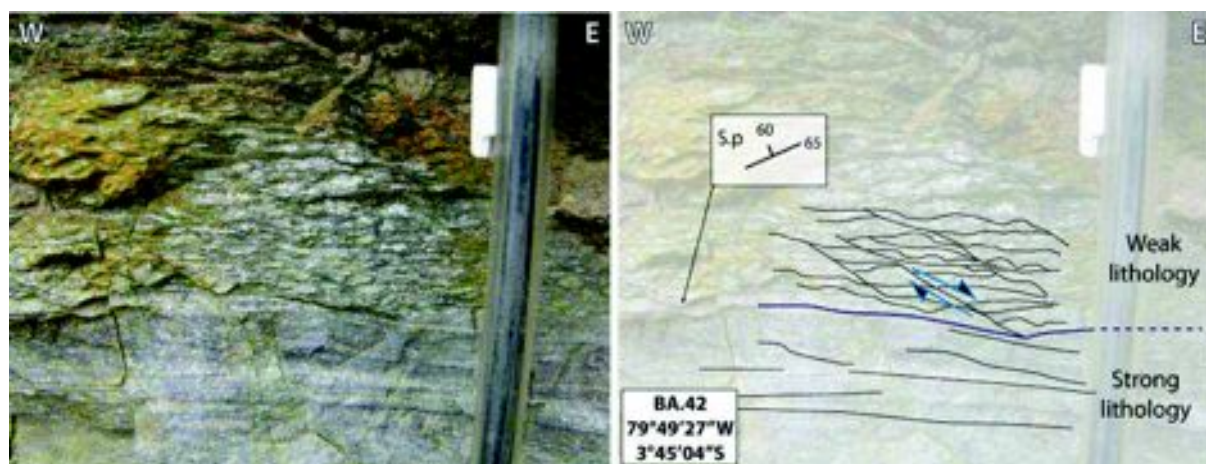


Figure 4-19 : Photographie de métatexites de la coupe "BA" (plan XZ de l'ellipsoïde de la déformation finie). Les critères cinématiques indiquent un mouvement apparent transpressif dextre et mettent en évidence un aplatissement Nord-Sud et une extension Est-Ouest.

La linéation minérale est généralement marquée par des faisceaux fibrolitiques et/ou par la sillimanite prismatique. La linéation moyenne (Fig. 4-17) est orientée vers le N250 avec un plongement de 20 à 40° vers l'ouest-sud-ouest. De plus la linéation moyenne de l'unité de La Bocana est proche de celle de La Victoria et est certainement liée au même événement tectono-métamorphique.

#### 4.3.5.2. *Critères cinématiques syn-migmatisations*

La compilation des critères cinématiques de l'unité de La Bocana montre un mouvement apparent en majorité transpressif dextre (Fig. 4-18 à 4-23), exprimant un raccourcissement nord-sud. Contrairement à Aspden et al., (1995), nous n'observons pas de failles associées. Dans la zone de transition entre l'unité de La Victoria et l'unité de La Bocana (Fig. 4-20), la foliation principale N64, 43 NW à biotite + sillimanite + andalousite est cisailée selon des plans N95, 65 NNE à fibrolite. Dans la zone métatexitique, les niveaux métapélitiques présentent des plis d'entraînement dextres à axes sub-verticaux (Fig. 4-18). Pour les lithologies plus compétentes, c'est-à-dire moins métapélitiques (Fig. 4-21), le degré de fusion de partielle est moindre et la déformation se localise dans les niveaux à leucosomes.

Dans la zone de transition entre la partie supérieure métatexitique et inférieure diatexitique de l'unité de la Bocana (Fig. 4-22), le pourcentage de fusion partielle augmente progressivement. La roche perd sa cohésion et de nombreuses structures dilatantes indiquent des mouvements apparents transpressifs dextres (Fig. 4-22). Ces structures dilatantes revêtent couramment la forme de plans sub-verticaux orientés N120 à N180, et sont toujours marquées par la présence de leucosomes (Fig. 4-22 et 4-24).

Dans la partie inférieure de La Bocana, composée de diatexitites à grenat, la rhéologie des roches s'apparente plus à celle d'un magma très riche en xénolithes et en autres éléments réfractaires non fondus. A l'échelle macroscopique, aucune direction préférentielle de déformation syn-migmatite ne peut être mise en évidence. Cependant à l'échelle de la lame mince, leucosomes et mélanosomes sont déformés ensembles (Fig. 4-24). Les critères apparents sont dans leur majorité transpressifs dextre.

Nos observations montrent que les couloirs de transfert de liquides sont perpendiculaires à la foliation. Ils forment des plans sub-verticaux orientés nord-sud. Les directions d'échappement marquées par ces structures sont systématiquement dirigées vers le Sud (Fig. 4-18 et 4-25). Cette observation, en plus des évidences de stratification verticalisée, conforte l'hypothèse selon laquelle le groupe de Tahuin serait basculé, avec le haut de la série au sud (unité de El Tigre), et le bas au nord (partie inférieure de La Bocana).



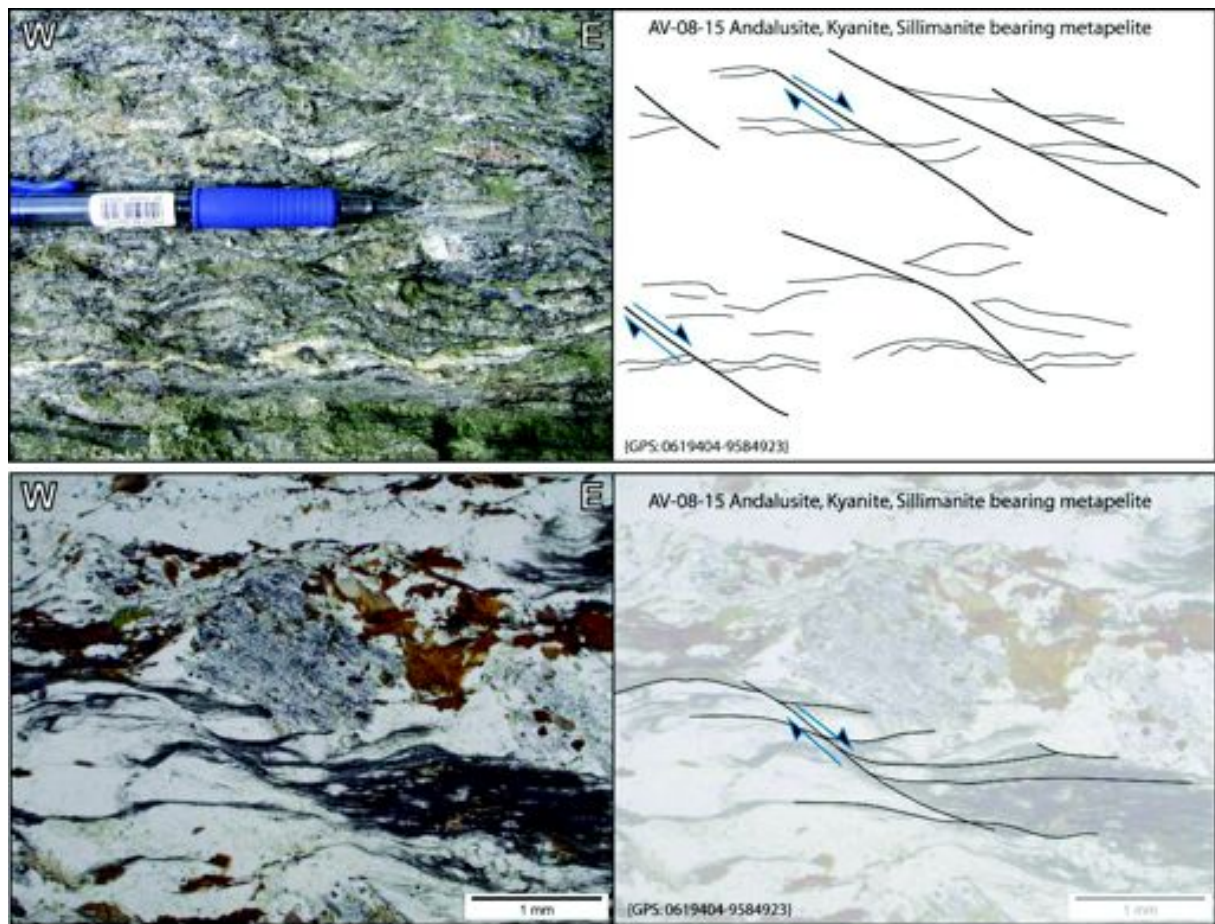


Figure 4-20 : Métasédiments de la zone de transition entre La Victoria et La Bocana (plan XZ de l'ellipsoïde de la déformation finie). En haut photographie macroscopique, en bas photographie microscopique. Les critères cinématiques apparents sont transpressifs dextres. Notez que l'échantillon AV-08-15 est caractérisé par la présence des trois silicates d'alumine (voir chapitre 5), et que la foliation principale est soulignée par la sillimanite

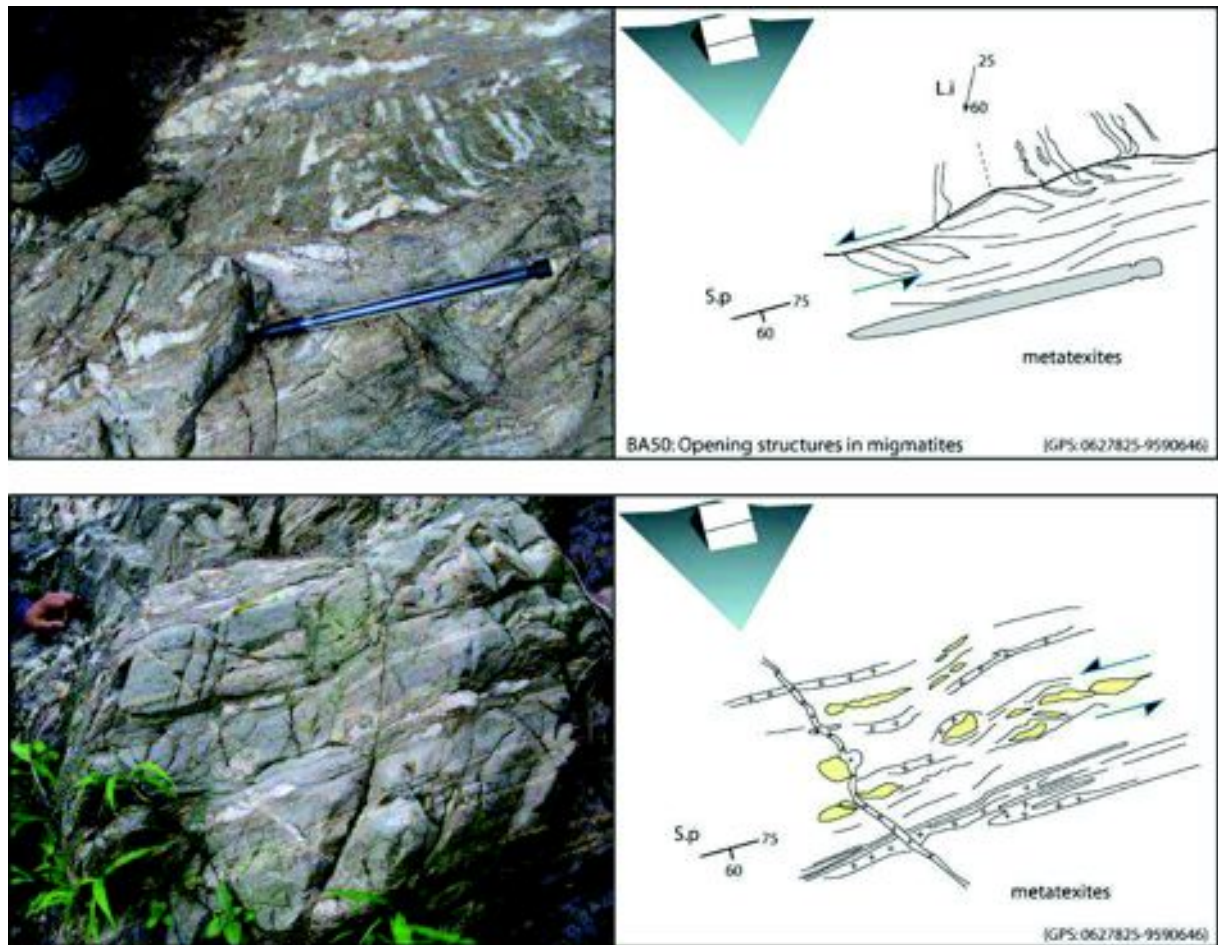


Figure 4-21 : Métatexites de la coupe "BA". Les critères cinématiques apparents sont transpressifs senestres. Notez que les axes de plis sont quasiment N-S, ainsi que les plans des fentes en échelon qui présentent un fort pendage vers le Sud. En jaune, des nodules de quartz. Le schéma en haut à gauche des croquis représente l'orientation de la surface observée (face du cube) par rapport à un plan horizontal orienté vers le nord (plan bleu en forme de flèche).



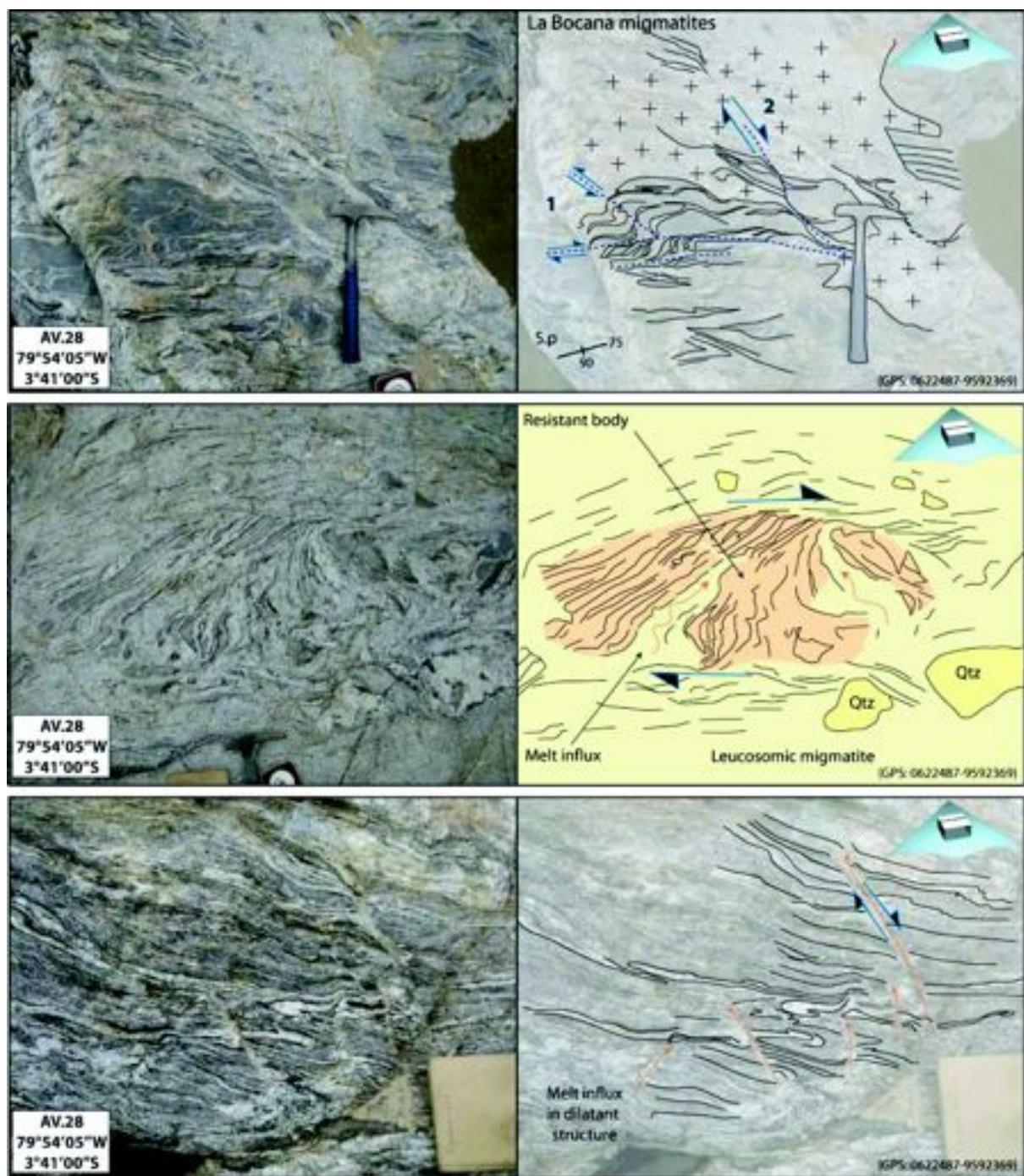


Figure 4-22 : Unité de La Bocana, photographies et représentations schématiques des structures migmatitiques proches de la zone à grenat. Les migmatites sont des diatexitiques et contiennent des xénolithes de métatexitiques et des nodules de quartz non fondus. De nombreuses figures dilatantes montrent des critères cinématiques de mouvements généralement transpressifs dextres.

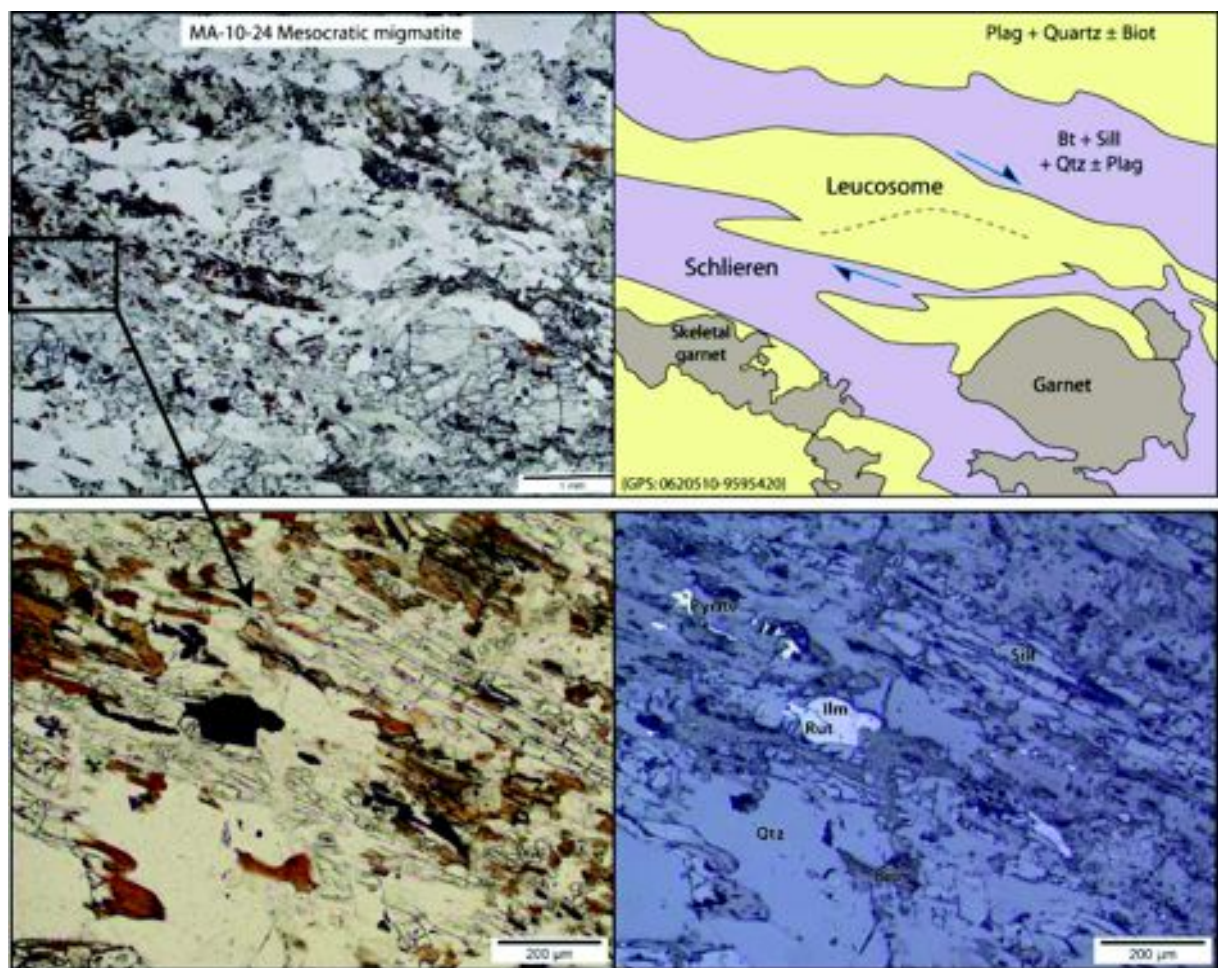


Figure 4-23 : Unité de La Bocana, microphotographies et représentations schématiques d'une diatexite mésocrate à grenat (plan XZ de l'ellipsoïde de la déformation finie). En haut, photographie et représentation schématique, en bas, zoom sur un "schlieren" en lumière polarisée à gauche et réfléchi à droite. Macroscopiquement, la déformation est peu marquée ; microscopiquement, les critères cinématiques apparents transpressifs dextres sont clairement visibles. Notez la forte ségrégation entre les leucosomes cristallisés in situ et les niveaux à biotite + sillimanite + grenat + quartz  $\pm$  plagioclase (schlieren). Notez aussi la coexistence entre rutile et ilménite à ce niveau structural.



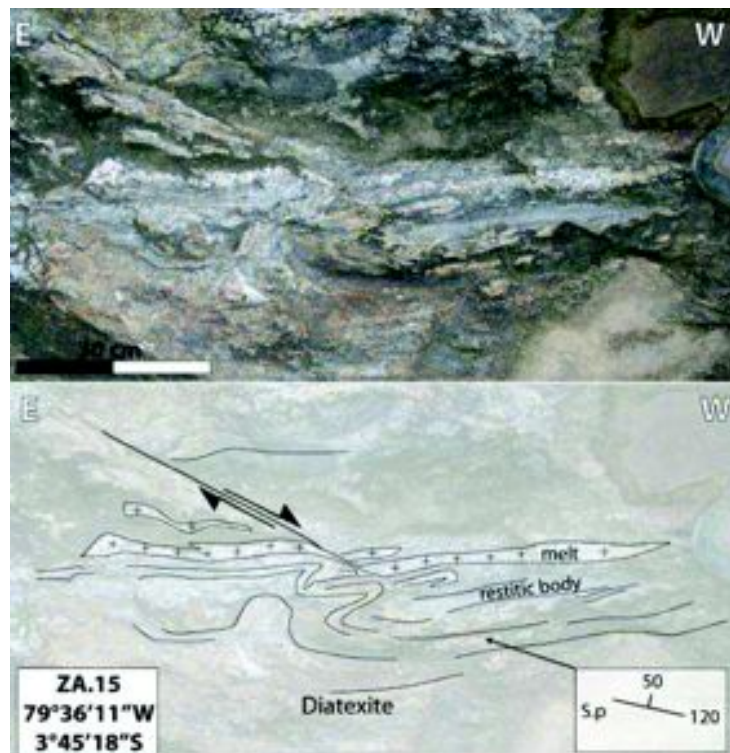


Figure 4-24 : Photographie et représentation schématique d'une structure apparente transpressive dextre associée à des plis d'entraînement (plan XZ de l'ellipsoïde de la déformation finie).

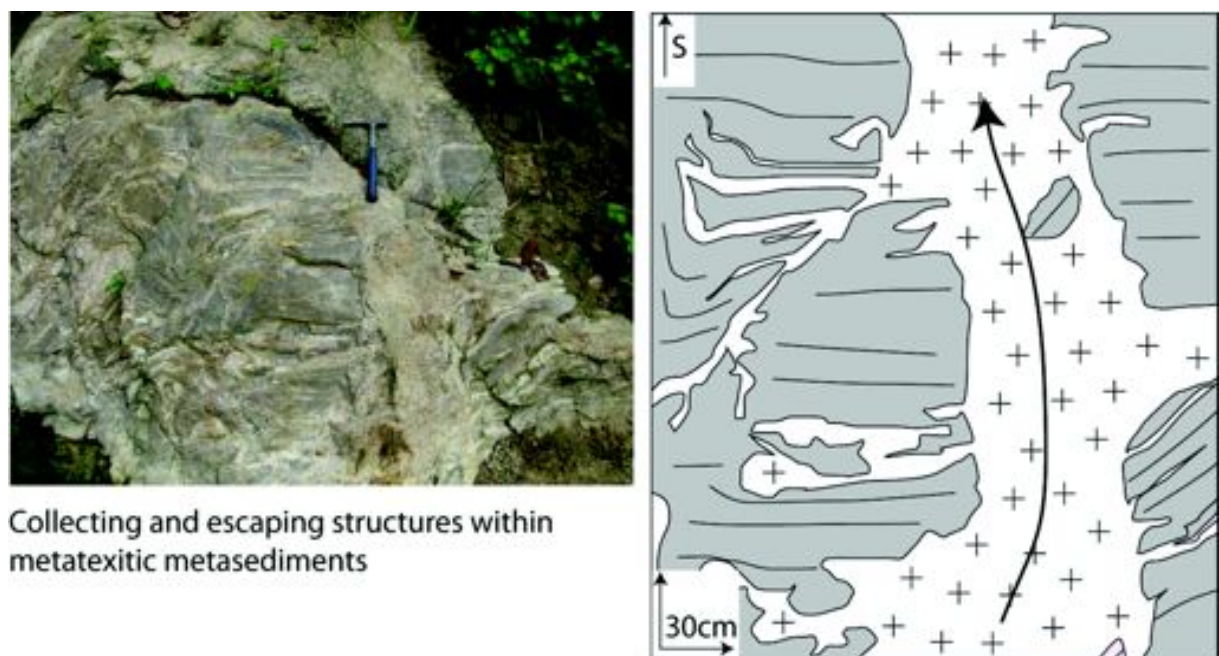


Figure 4-25 : Unité de La Bocana, photographie d'un couloir d'échappement de liquide de fusion.

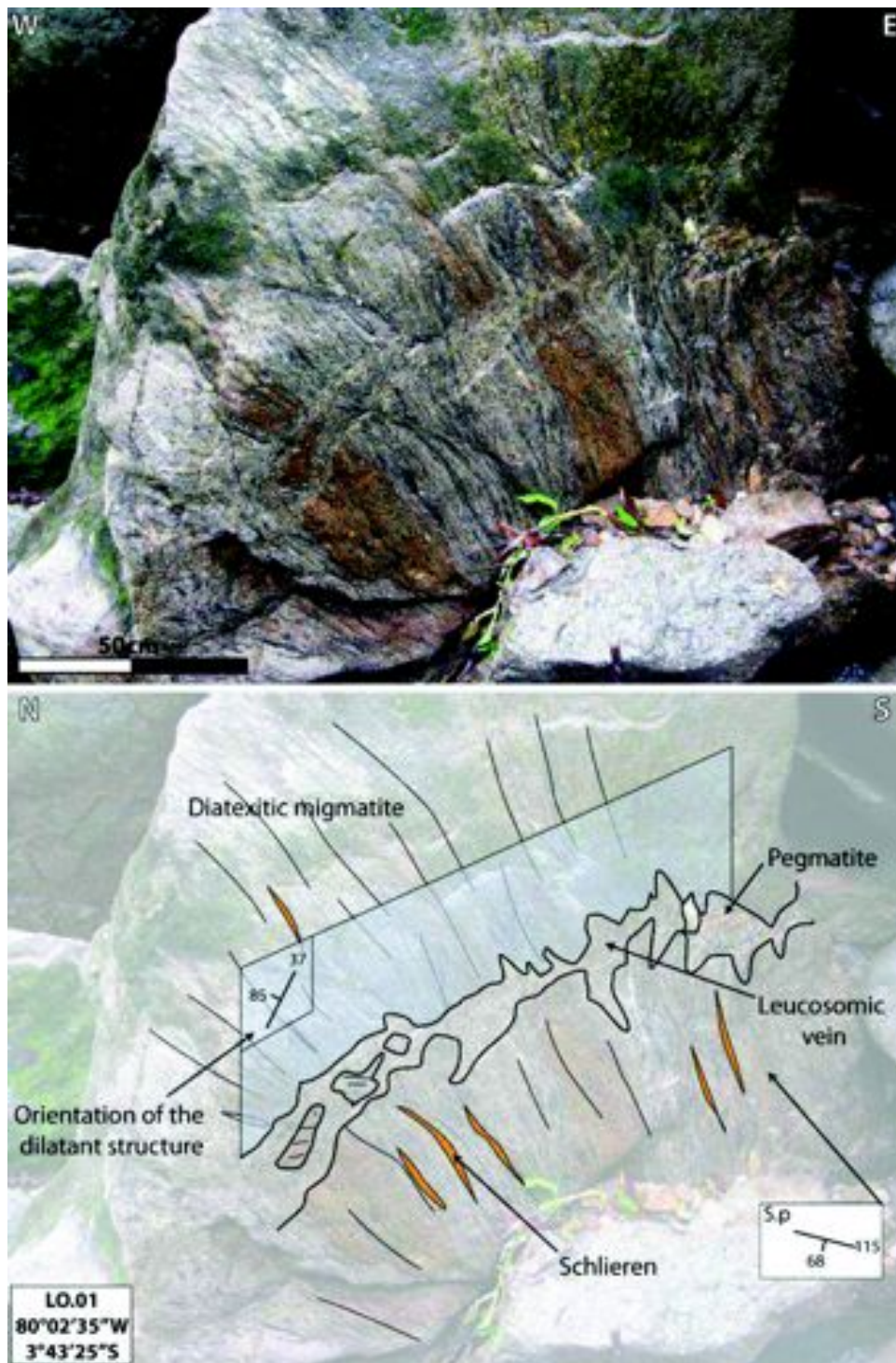


Figure 4-26 : Photographie et représentation schématique d'une structure d'échappement de liquide à travers une migmatite diatexitique de l'unité de La Bocana. Le plan dans lequel le leucosome est mobilisé, est orienté N35.



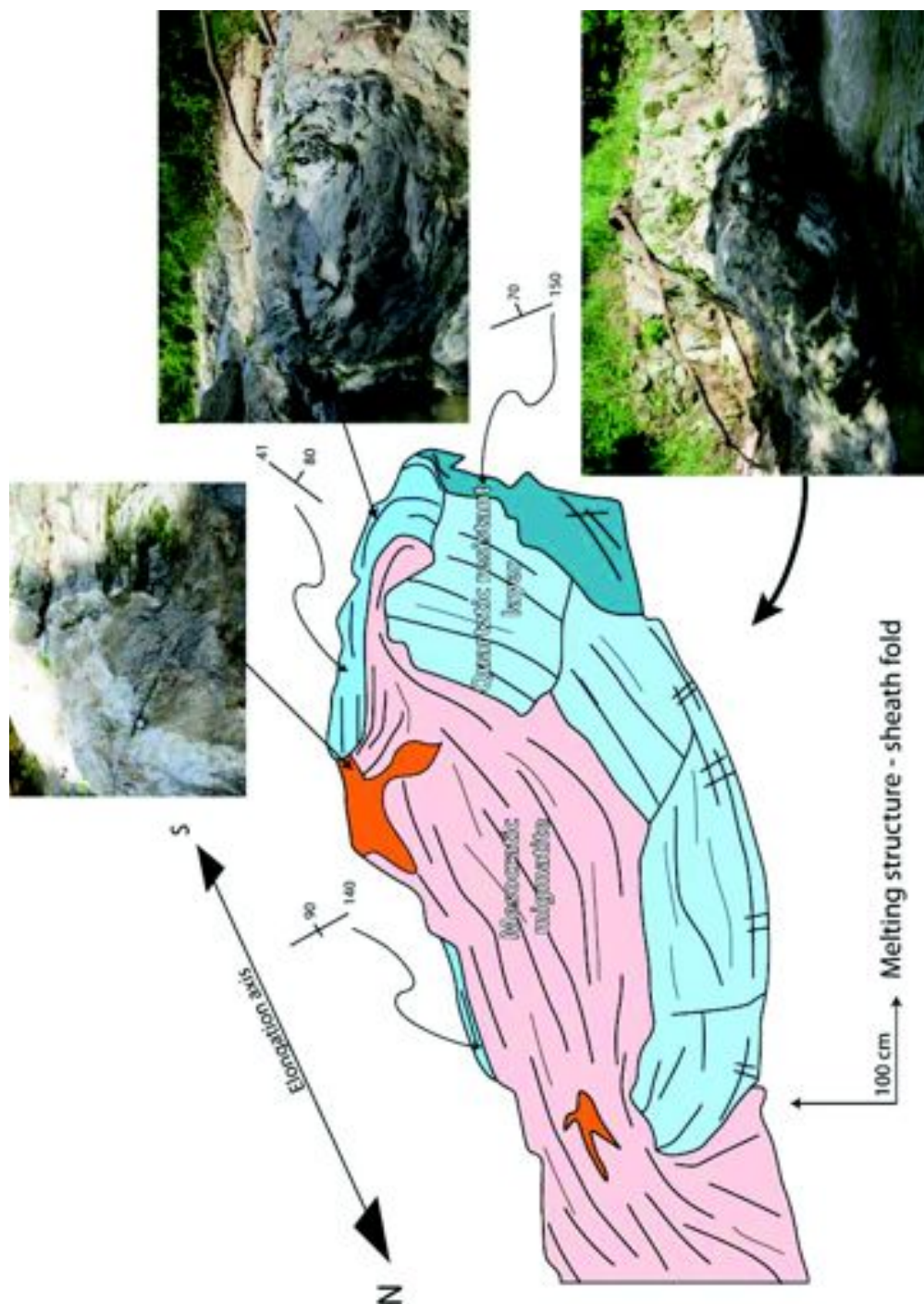


Figure 4-27 : Unité de La Bocana, photographie d'une structure plurimétrique en "cuillère" contemporaine de la fusion partielle. L'axe de la structure est grossièrement orienté N-S. Des filons tardifs de pegmatites recoupent la foliation.

#### 4.3.5.3. *Déformation post-migmatisation*

L'unité de La Bocana reste, dans sa majeure partie, épargnée par les épisodes de déformation post-migmatisation. Cependant, on peut observer au nord de l'unité migmatitique à grenat des bandes de cisaillement sub-verticales orientées est-ouest (Fig. 4-28). Le mouvement apparent de ces zones de cisaillement est senestre et réoriente l'ensemble des structures migmatitiques qu'elles affectent. L'intense déformation des minéraux au cœur de ces zones de cisaillement et l'absence de fracturation associée, suggère que la roche était encore ductile.



Figure 4-28 : Photographie d'un couloir de cisaillement post-migmatisation.

De manière générale, l'unité de La Bocana a fortement enregistré les conditions tectoniques de l'événement anatectique triasique. Contrairement à l'unité de La Victoria, nous n'avons pas observé la surimposition pour l'unité de La Bocana, du moins à l'échelle de l'affleurement. La déformation post-migmatisation est donc réduite. Dès lors, on peut penser qu'à la suite de l'événement migmatitique et après son refroidissement, l'unité de La Bocana très cristalline a joué le rôle d'un « corps résistant » transférant la déformation liée à divers épisodes tectoniques plus récents, aux lithologies voisines rhéologiquement plus faibles, comme par exemple les métapélites de l'unité de La Victoria.

#### 4.3.6. Unité de Piedras



Tout comme pour les autres unités du massif, la foliation principale de l'unité de Piedras est sub-verticale et montre la même forme arquée à l'échelle du massif (Fig. 4-1). Les linéations ont été mesurées d'après l'allongement des amphiboles et sont généralement à fort plongement, sans direction préférentielle (Fig. 4-29).

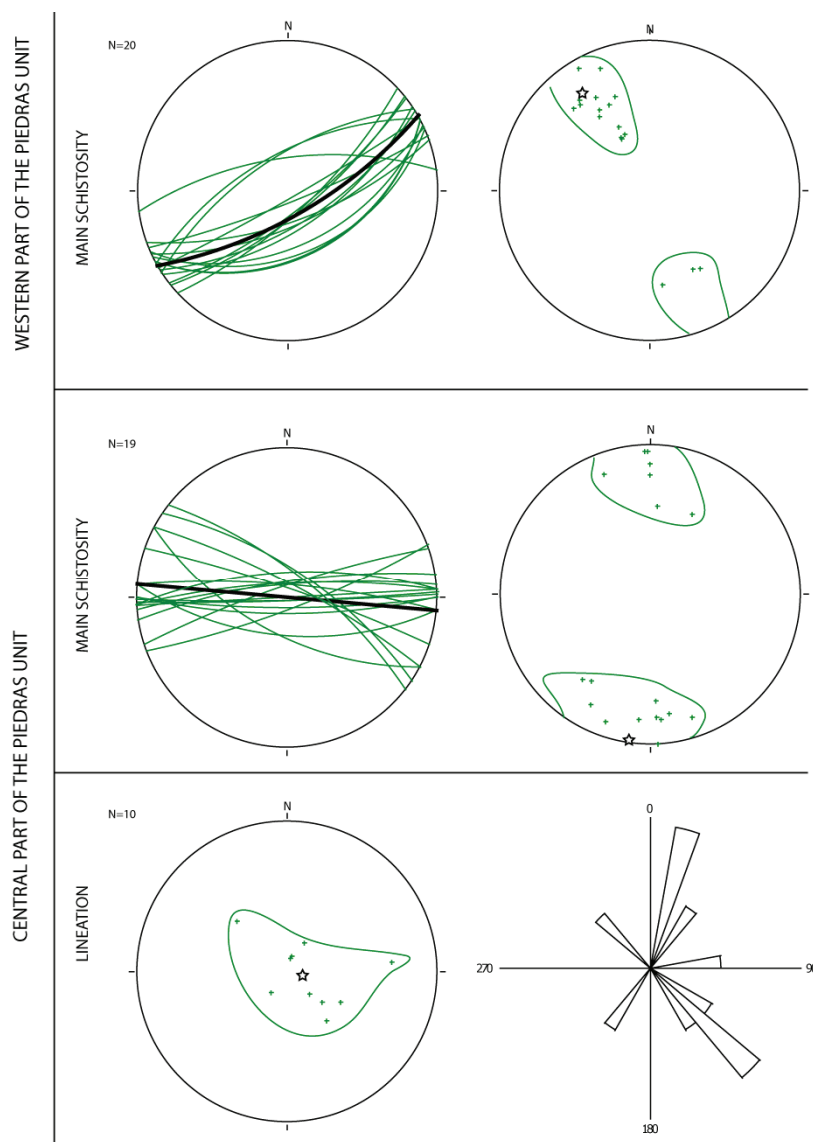


Figure 4-29 : Canevas de Wulf des déformations de l'unité de Piedras. Pour la foliation principale, les traces cyclographiques sont indiquées sur les canevas de gauche, et les pôles des plans sur les canevas de droite.

Les critères cinématiques au sein de cette unité sont rares. La figure 4-7 présente un des rares marqueurs observés de la déformation. On peut y voir une structure magmatique, au mouvement apparent transpressif dextre. La linéation minérale de cette unité est sub-verticale, ce qui va à l'encontre du modèle d'Aspden et al. (1995) de mise en place de l'unité de Piedras au sein d'une zone de décrochement dextre.

#### **4.3.7. Unité d'Arenillas-Panupalí**

L'unité d'Arenillas-Panupalí s'étend sur la partie ouest et centrale du massif et n'affleure pas sur la partie est, probablement cachée par les dépôts volcano-sédimentaires tertiaires (Fig. 4-1). L'unité d'Arenillas-Panupalí présente peu d'affleurements de bonne qualité. Les meilleurs affleurements sont la plupart du temps des carrières en cours d'exploitation.

La foliation principale montre une importante variation de pendage entre les parties ouest et centrale (Fig. 4-30), ainsi qu'un changement d'orientation en allant vers l'est, comparable aux autres unités. Dans la partie ouest du massif, la foliation de l'unité d'Arenillas-Panupalí pend vers le sud, de 30 à 80°, alors que dans la partie centrale la foliation est verticalisée avec un fort pendage vers le nord (70-80°, Fig. 4-30). La linéation (Fig. 4-30), marquée par les minéraux du faciès schistes verts (principalement actinote), plonge fortement vers le Sud-Ouest.

Notre étude de la déformation montre trois générations de déformation. La première génération, probablement synchrone du métamorphisme en faciès schistes bleus, développe la foliation principale étudiée ci-dessus. La seconde génération est marquée par une déformation pénétrative associée à une foliation secondaire (S2) et des kinks (Fig. 4-30). Ces kinks dénotent un mouvement globalement chevauchant vers le sud, hormis sur l'affleurement HE.10 (Fig. 4-30), où le sens du chevauchement est vers le Nord. Selon Gabriele (2002), l'unité d'Arenillas-Panupalí est probablement plissée, selon un axe Est-Ouest souligné par une bande métasédimentaire. Dès lors, les kinks à vergence sud de l'affleurement HE.10 sont probablement situés sur le flanc inverse d'un pli à plus grande échelle. La troisième phase de déformation est définie par des chevauchements cassants, à faible pendage vers le Sud, et à direction de transport vers le Nord.

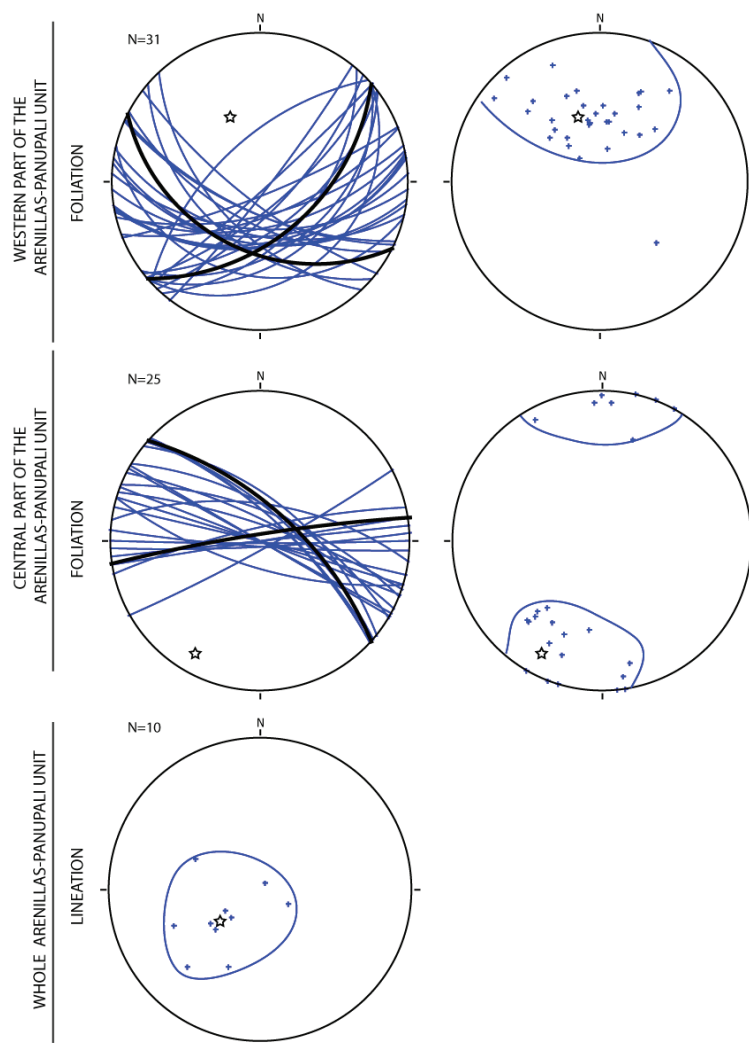


Figure 4-30 : Canevas de Wulf des déformations de l'unité d'Arenillas-Panupali. Les canevas de foliation sont présentés pour les parties ouest et centrale de l'unité. Pour chaque partie du massif, deux trajectoires de foliation principale se dégagent et sont indiquées par les traits gras noirs pour les traces cyclographiques. Les linéations minérales sont indiquées dans le canevas du bas.

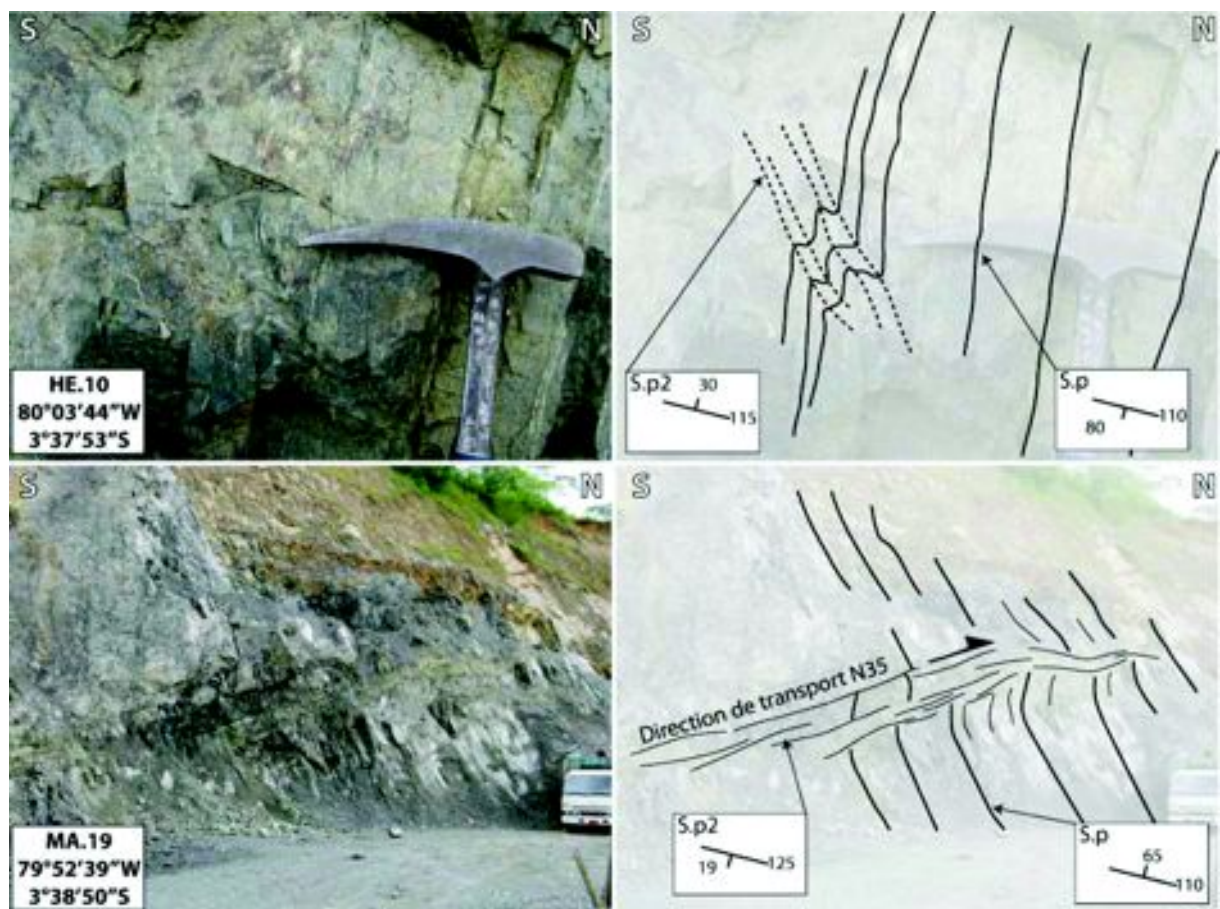


Figure 4-31 : Photographies de l'unité d'Arenillas-Panupalí. En haut, déformation à la transition ductile-fragile marquée par la formation de kinks, probablement situés sur le flanc inverse d'un pli à plus grande échelle. En bas chevauchement fragile, tardif, à direction de transport vers le nord.

L'étude de la déformation de l'unité d'Arenillas-Panupalí montre que celle-ci est faible et a principalement eu lieu à la transition ductile-fragile (Fig. 4-31).

## **4.4. Etude des contacts**

### **4.4.1. Contact entre l'unité de Piedras et l'unité de La Bocana**

Selon Aspdén et al. (1995), l'unité de Piedras constitue un pluton gabbroïque mis en place lors de l'événement thermique triasique, alors que Gabriele (2002) suggère que cette unité est d'origine océanique et sous-plaquée à la marge au Trias. Aspdén et al. (1995) ont observé que la zone de contact était principalement tectonique, avec la présence de xénolithes métagabbroïques et migmatitiques, respectivement dans les unités de La Bocana et de Piedras, supportant donc la thèse de l'origine magmatique de l'unité de Piedras.

La zone de contact entre les unités de Piedras et de La Bocana n'a été observée directement qu'en deux endroits : au nord du village de Piedras (sur la coupe AV+MA) et plus à l'ouest entre les coupes AV+MA et PU+VI (Fig. 4-1). Au nord du village de Piedras, le contact est caractérisé par une zone fortement mylonitisée de dix mètres de large, où des filons pegmatitiques sont disloqués et incorporés dans une matrice métagabbroïque (Fig. 4-31a). Les critères cinématiques observés suggèrent un mouvement en faille normale (« haut vers le Sud »). Les axes de plis associés au mouvement sont orientés N65 avec un plongement subhorizontal. Du côté de La Bocana, les migmatites sont aussi mylonitisées et présentent des xénolithes métagabbroïques incorporés tectoniquement. Quelques mètres au nord de la fine bande constituant le contact, dans l'unité de Piedras, on retrouve les structures synmagmatiques typiques de cette unité, telles qu'illustrées sur la Figure 4-7. Malgré la présence de xénolithes métagabbroïques au sein de l'unité de La Bocana, cet affleurement ne permet pas de trancher sur l'origine magmatique.



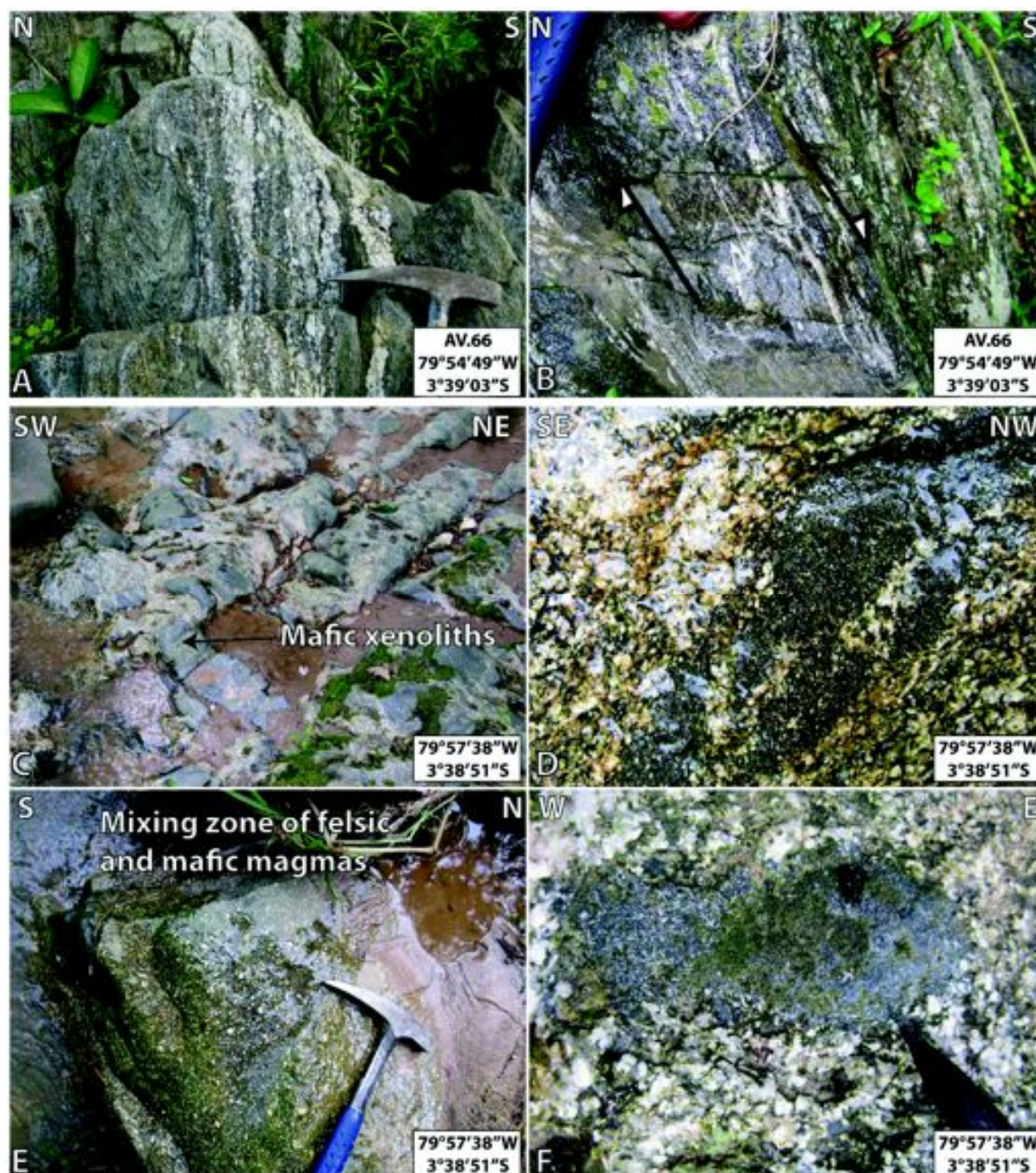


Figure 4-32 : Photographies de la zone de contact entre les unités de Piedras et de La Bocana. a, b : zone de contact au nord du village de Piedras. c à d : zone de contact quelques kilomètres à l'ouest du village de Piedras.

Quelques kilomètres plus à l'ouest, la zone de contact ne montre pas de reprise tectonique tardive. On observe l'apparition graduelle, depuis l'unité de La Bocana vers celle

de Piedras, de xénolithes métagabbroïques de taille centimétrique à métrique (Fig. 4-32 c, d, f). Les xénolithes sont étirés dans la foliation principale et les moins mafiques forment généralement des sigmoïdes dont la forme indique un mouvement apparent dextre, compatible avec le mode de déformation du reste de l'unité de La Bocana. Au microscope, ces xénolithes sont caractérisés par des assemblages minéralogiques hybrides à pyroxène, amphibole, biotite, plagioclase, quartz. De plus, le contact entre les xénolithes métagabbroïques et la matrice environnante granitique est diffus et interdigité, suggérant une origine magmatique. En se rapprochant de l'unité de Piedras, la lithologie est constituée d'un mélange entre liquides d'origines gabbroïque et granitique (Fig. 4-32e). Cette lithologie préserve des xénolithes ultramafiques, amphibolitiques, qui ont probablement la même origine que les enclaves pyroxénitiques amphibolitisées observées dans la zone de contact au nord du village de Piedras.

Cette seconde zone de contact étudiée indique de manière indiscutable que l'unité de Piedras est à l'origine un corps magmatique de nature gabbroïque mis en place sous l'unité de La Bocana et au contact de celle-ci. De plus, les textures observées dans cette zone (Fig. 4-32 d, e, f), indiquent que la fusion partielle de l'unité de La Bocana était synchrone de la mise en place du magma gabbroïque. Par la suite, le contact a joué tectoniquement dans la zone centrale du massif (au moins) et montre un jeu normal soulevant le bloc nord le long du contact tectonique observé au nord du village de Piedras. La continuité vers l'ouest de ce contact tectonique n'a pas pu être observée, mais se poursuit probablement à travers l'unité d'Arenillas-Panupalí pour se greffer au système de failles cartographié par Feininger (1978).

#### 4.4.2. Contact entre les unités de Piedras et d'Arenillas-Panupalí

La zone de contact entre les unités de Piedras et d'Arenillas-Panupalí constitue cartographiquement le décrochement de Zanjón-Naranjo (Feininger, 1978 ; Aspden et al., 1995 ; Gabriele, 2002). Cette zone de décrochement d'une centaine de mètres de large est souvent très altérée. La zone la mieux conservée se situe sur les rives du Río Piedras, entre les villages de Piedras et de Zaracay (Fig. 4-1 et 4-33). La transition entre les métagabbros de l'unité de Piedras et les metabasites de l'unité d'Arenillas-Panupalí est diffuse et chaque unité est fortement rétro-morphosée dans le faciès schistes verts (principalement cristallisation d'actinote). La déformation de la zone de contact, fortement soulignée par les nombreux filons plagioclasiques plissés (Fig. 4-33), l'est aussi par la très forte parallélisation des structures le long de bandes plus étroites (Fig. 4-33). Comme mentionné par les précédents auteurs ayant travaillé sur la zone (Feininger, 1978 ; Aspden et al., 1995 ; Gabriele, 2002) nos observations montrent que le mouvement apparent de cette zone de décrochement est dextre (Fig. 4-33). Les axes de plis des filons plagioclasiques sont subverticaux et la déformation plicative ductile (cristallisation d'amphibole moins déformée dans les charnières) se poursuit à la transition ductile-fragile par l'ouverture de fentes de tension à plagioclase, à leur tour déformées (Fig. 4-33). Le style des plis est isocline et à tendance isopaque. Le style des plis des filons riches en plagioclase dépend de leur orientation initiale par rapport à la foliation (Fig. 4-33). En effet lorsque l'angle est élevé les plis sont isoclinaux alors que lorsque l'angle est faible, les plis sont ouverts. Le raccourcissement nord-sud apparent dans la zone de contact, mesuré en dépliant les filons plagioclasiques et dans le cœur de la zone de décrochement, est supérieur à 200 % (Fig. 4-33).

Contrairement au contact tectonique en partie observé pour les unités de Piedras et de La Bocana, les plis d'entraînement observés au contact entre les unités de Piedras et d'Arenillas-Panupalí ne sont pas d'axe est-ouest, mais présentent des axes subverticaux. La présence de métagabbro très largement déformés (Fig. 4-33) montrent que la température était probablement élevée. De plus seule la partie supérieure de l'unité de La Bocana présente des axes de plis subverticaux. Cette zone de décrochement semble donc être liée à une phase de déformation précoce très probablement lors de l'accrétion par sous-placage tectonique de l'unité d'Arenillas-Panupalí à la marge.



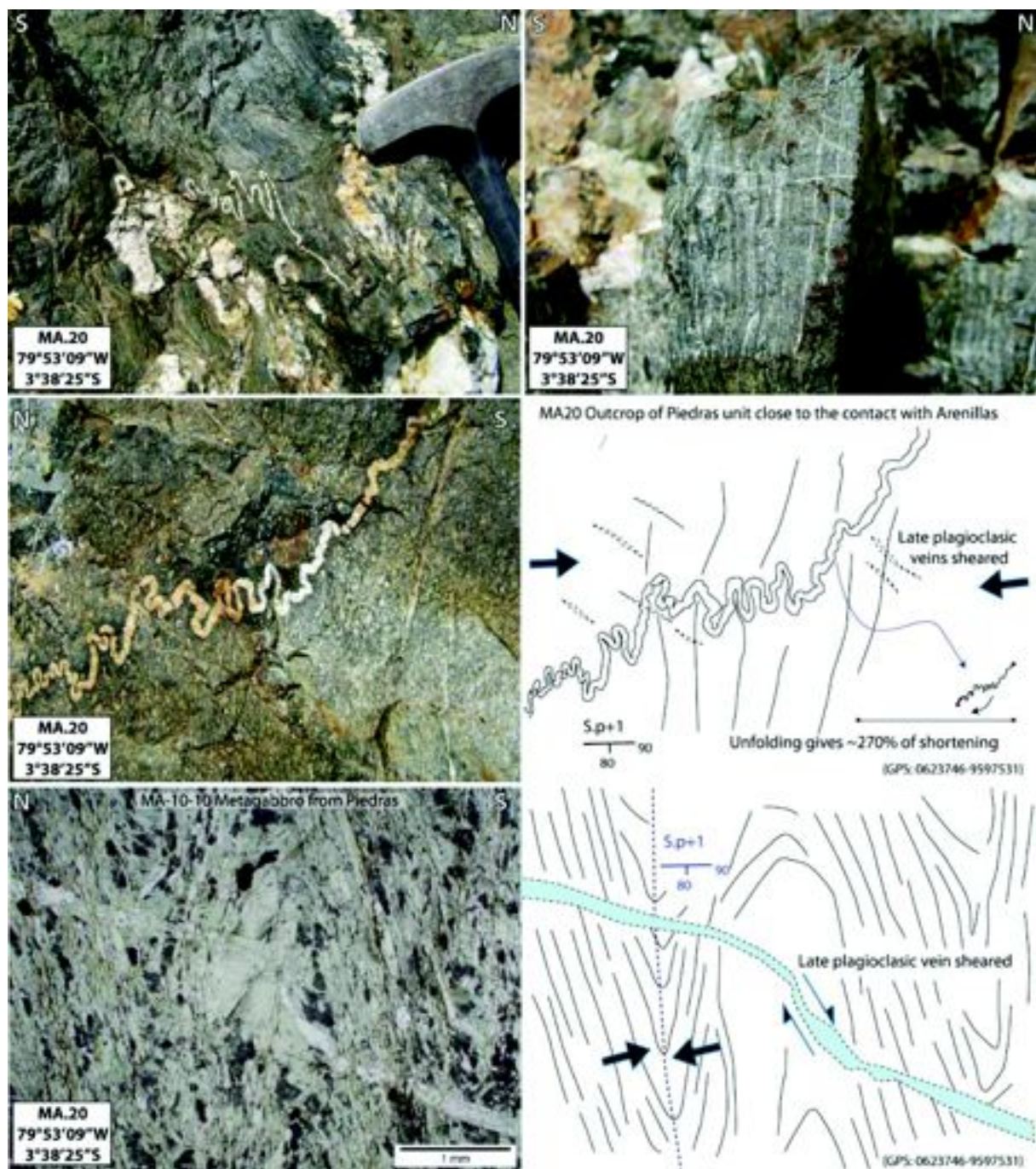


Figure 4-33 : Photographies et microphotographies de la zone de contact entre les unités de Piedras et d'Arenillas-Panupali. Les photographies sont prises d'au-dessus, les surfaces observées sont subhorizontales.

#### **4.4.3. Contact entre les plutons granitoïdiques (Marcabeli et El Prado) et les métasédiments adjacents (El Tigre et La Victoria)**

Les plutons triasiques de Marcabeli et de El Prado forment deux ensembles granitoïdiques situés entre les unités d'El Tigre et de La Victoria. Leurs relations structurales et métamorphiques sont très peu contraintes (Aspden et al., 1995), ceci principalement en raison de l'absence de zones d'affleurements où le contact soit bien visible. Dans les métasédiments de l'unité de El Tigre, à proximité du contact avec le pluton de Marcabeli, Feininger (1978) et Aspden et al., (1995) observent la présence d'andalousite, indiquant la formation d'une auréole métamorphique. Selon Aspden et al. (1995), le contact nord des plutons avec l'unité de La Victoria est déformé.

Lors de cette étude, la zone de contact a été observée à plusieurs reprises et seulement pour le pluton de Marcabeli. Les figures 4-34 et 4-35 présentent trois affleurements majeurs de la zone de contact. Nos observations montrent que la zone de proche contact (quelques dizaines de mètres au moins), correspond à une zone de fusion partielle des métasédiments (Fig. 4-34 et 4-35). Les migmatites qui en résultent sont généralement métatexitiques avec une proportion de liquide de fusion. Plusieurs générations de plis affectant les métatexitites indiquent que la migmatisation au contact des plutons a lieu pendant la déformation. Ces plis à axes subverticaux montrent des critères cinématiques apparents transpressifs dextres (Fig. 4-34). Seul l'affleurement MA.01 (Fig. 4-34) ne présente pas de déformation syn-migmatisation. Selon la carte levée par Aspden et al., (1995), cet affleurement serait une enclave à l'intérieur du pluton. La présence d'un dyke granitoïdique recoupant les sédiments soutient cette interprétation, et peut expliquer la faible déformation associée à la migmatisation, relativement aux autres affleurements.

La figure 4-35 présente le seul affleurement où le contact entre les métasédiments (El Tigre) et le pluton de Marcabeli a pu être directement observé. Cet affleurement souligne que le contact sud est aussi affecté par la fusion partielle syn-déformation des métasédiments adjacents appartenant à l'unité de El Tigre (Fig. 4-35). Les métasédiments sont fortement foliés et les critères cinématiques apparents indiquent que le contact est un détachement, le haut se déplaçant vers l'ouest (Fig. 4-35).



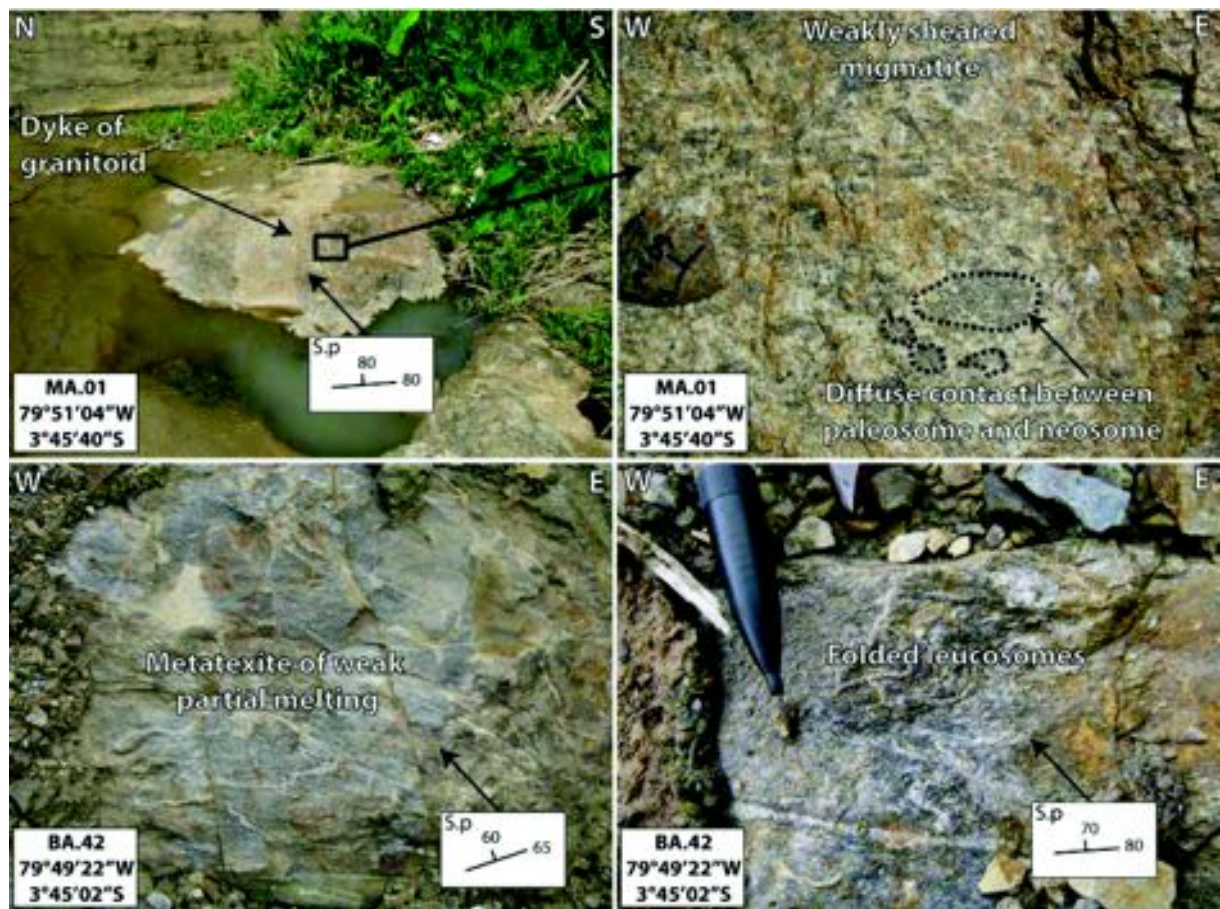


Figure 4-34 : Photographies de la zone de contact proche entre le pluton de Marcabeli et les métasédiments de La Victoria (contact nord). L'affleurement MA.01 est plus proche du pluton que l'affleurement BA.42.

La nature du contact entre les plutons granitoïdiques triasiques et les métasédiments adjacents, indiquent que la mise en place des plutons a provoqué la migmatisation de ceux-ci. Les critères de déformation des métatexites au niveau de la zone de contact montrent des mouvements apparents transpressifs dextres identiques à ceux observés dans la partie supérieure de l'unité migmatitique de La Bocana. L'âge de la mise en place du pluton de Marcabeli à  $\sim 227$  Ma (Noble et al., 1997) indique que la migmatisation est probablement synchrone de l'événement migmatitique de La Bocana à  $229 \pm 22$  Ma (Aspden et al., 1995 ; géochronologie Sm/Nd sur grenat). La mise en place des plutons s'est donc faite lors du même événement tectono-métamorphique qui a affecté l'ensemble du groupe de Tahuin.

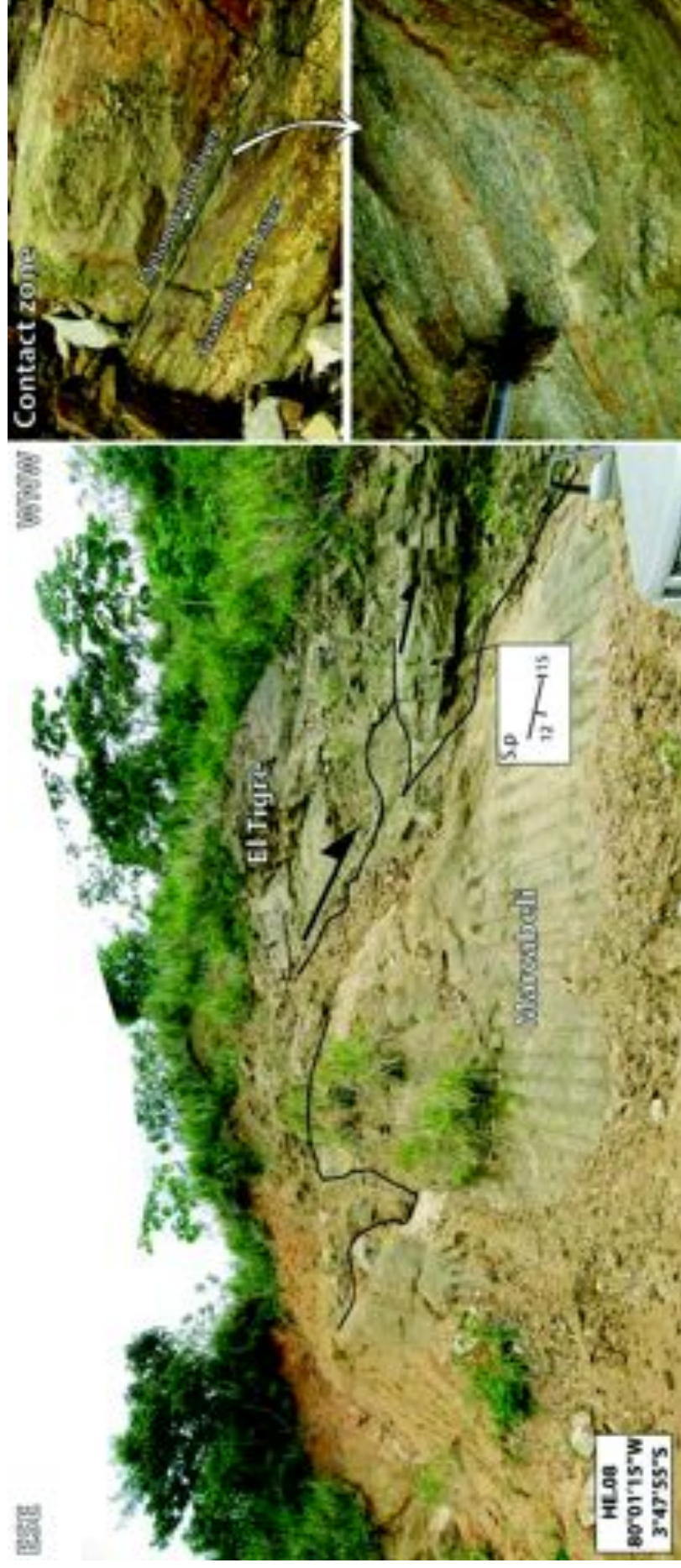


Figure 4-35 : Photographies du contact entre le pluton de Marcabelli et de l'unité d'El Tigre. La zone de contact est partiellement fondue et montre un mouvement apparent en détachement dirigé vers l'WNW.



#### **4.4.4. Contact entre l'unité de El Tigre et la série du bassin de Celica-Lancones**

L'unité de El Tigre s'étend par définition (Feininger, 1978 ; Aspden et al., 1995) au sud de l'axe formé par les plutons de Marcabeli et de El Prado. Cette unité est limitée au sud par la série volcanique et sédimentaire crétacée du bassin de Celica-Lancones (Jaillard et al., 1996 ; 1999), qui repose en discordance majeure sur le groupe Tahuin. La zone de contact a été observée dans trois zones pour chacune des parties du massif, ouest, centrale et est. La figure 4-36 présente le contact dans les parties ouest et centrale.

Dans la partie ouest du massif, le contact est normal et les sédiments gréseux albiens (Jaillard et al., 1999) reposent en discordance sur les sédiments Dévonien de l'unité de El Tigre (Fig. 4-36). La figure 4-36 indique que le redressement de l'ensemble paléozoïque (El Tigre, ainsi que le groupe de Tahuin) est antérieur à l'initiation de la sédimentation crétacée du bassin de Celica-Lancones, puisque ces sédiments présentent un faible pendage. Au sud du contact, la stratification légèrement pentée vers le sud des sédiments Crétacé se retrouve verticalisée et fortement déformée (Fig. 4-1). Plus au sud, une écaille de sédiments de l'unité de El Tigre réapparaît, probablement à la faveur d'un chevauchement vers le nord.

Dans la partie centrale, au sud du village de Marcabeli, les sédiments de l'unité de El ainsi que ceux du bassin de Celica-Lancones sont absents, et un système basaltique probablement tertiaire repose directement sur le pluton (Fig. 4-36).

Dans la partie est du massif, la zone de contact implique l'unité de El Tigre et les formations basales gréseuses du bassin de Celica-Lancones. De par la nature très proche des lithologies impliquées (grès sur grès) le contact proprement n'est pas clair, et est fortement déformé par un système de plis à axes subhorizontaux orientés N70-N80.

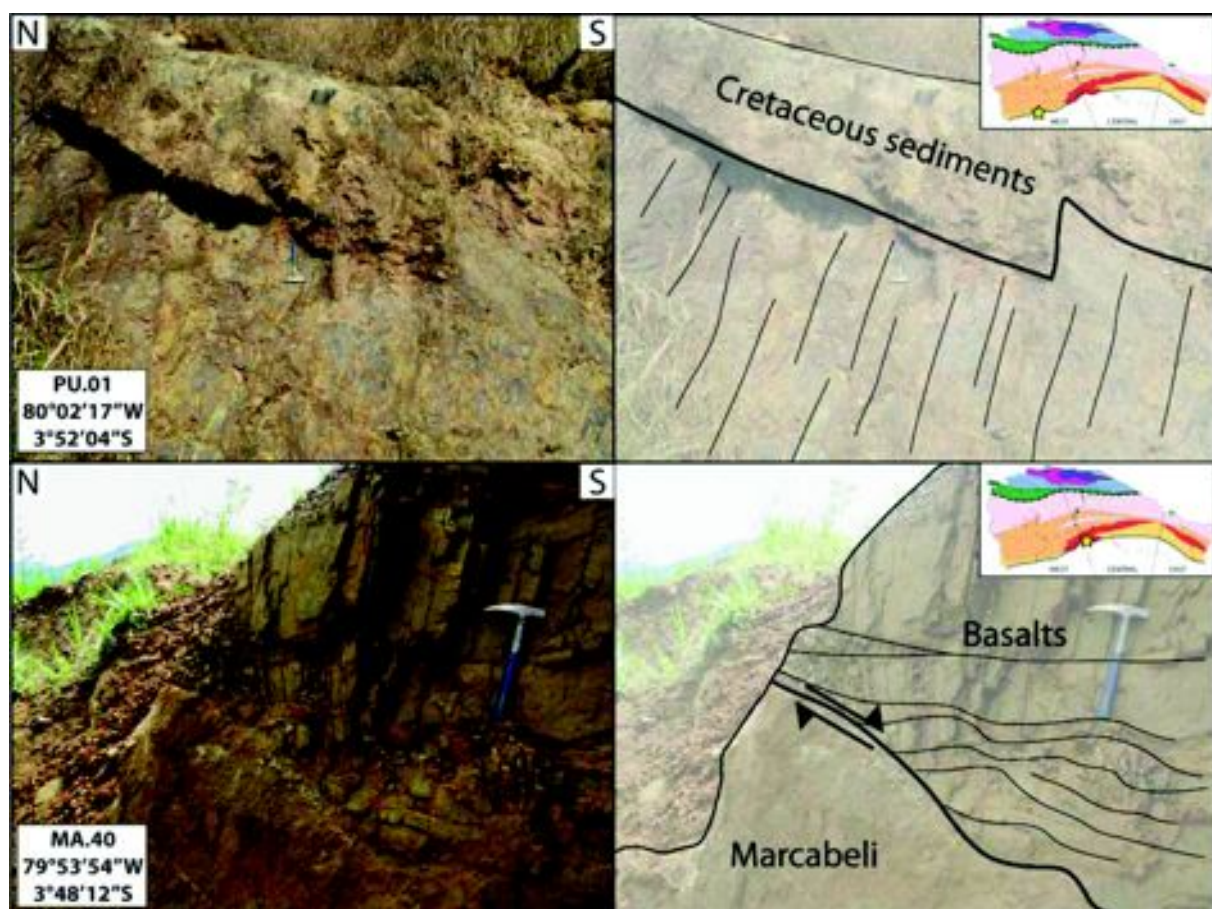


Figure 4-36: Photographies de la limite sud du groupe de Tahuin. La position de l'affleurement est indiquée en cartouche par l'étoile jaune. Le contact de la partie ouest (photographie du haut) avec les sédiments du bassin de Celica-Lancones est discordant. Dans la partie centrale (photographie du bas), des basaltes probablement tertiaires reposent directement sur le pluton de Marcabeli : l'unité de El Tigre, mais aussi la série de Celica-Lancones, ont été probablement érodés.

## 4.5. Discussion sur l'étude structurale

### 4.5.1. Principaux résultats

L'ensemble des observations structurales a été reporté sur trois coupes structurales perpendiculaires à la foliation principale présentées dans les figures 4-37, 38 et 39. Ces trois coupes géologiques se situent respectivement dans les parties ouest, centrale et est du massif et présentent la structure générale du massif. Seules les schistosités principales y sont

reportées afin de clarifier la lecture et la géométrie générale de la « paired metamorphic belt » de El Oro.

L'unité de La Bocana est redéfinie comme une unité migmatitique et non plutonique comme le proposaient Aspden et al. (1995). Cette unité, divisée en deux parties (supérieure au sud, et inférieure au nord) présente une foliation principale pentée vers le sud pour la partie inférieure et vers le nord pour la partie supérieure. Dans tout massif migmatitique, la proportion de liquide de fusion, la mobilisation et l'extraction des produits de fusion produisent un large panel de textures et de structures, qui à l'affleurement, sont autant d'indices permettant d'évaluer les conditions anatectiques. Cependant, un des problèmes majeurs concernant le massif de El Oro concerne sa géométrie lors de l'événement anatectique. En effet Aspden et al. (1995) considèrent que la partie du massif métamorphisée au Trias aurait été formée au sein d'une zone de décrochement, alors que Gabriele (2002) considère la géométrie actuelle comme résultant d'un basculement de l'ensemble du massif, postérieurement à l'événement anatectique.

Comme le suggéraient Feininger (1978) et Gabriele (2002), nos observations indiquent que du sud au nord les conditions métamorphiques du massif augmentent jusqu'à atteindre un pourcentage important de liquides de fusion partielle dans la partie inférieure de l'unité de La Bocana. Sur la totalité du groupe de Tahuin, les indices de stratification sédimentaire verticalisée sont courants, jusque dans l'unité migmatite où l'alternance grésopélitique sédimentaire détermine les conditions de fusion partielle (Fig. 4-18). De plus, l'approfondissement de la série continentale du sud vers le nord est supporté par le fait que l'unité de El Tigre possède actuellement une géométrie à polarité inverse (voir §4.3.3) et aussi par les nombreuses figures d'échappement de liquides silicatés de l'unité supérieure de La Bocana orientées vers le Sud actuel (initialement vers le haut).



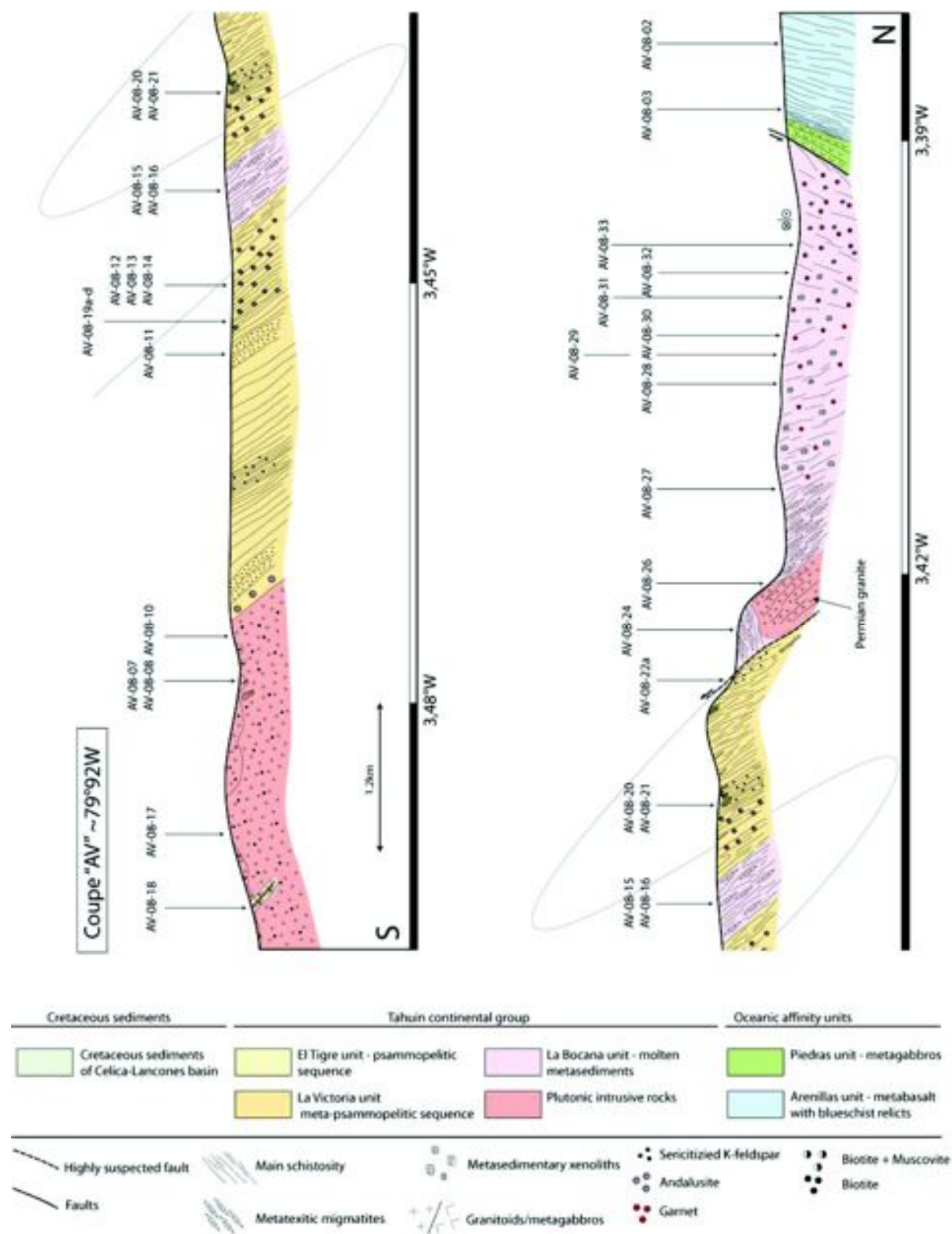


Figure 4-37 : Coupe géologique N-S à 79°92'W du complexe de El Oro métamorphisé au Trias.

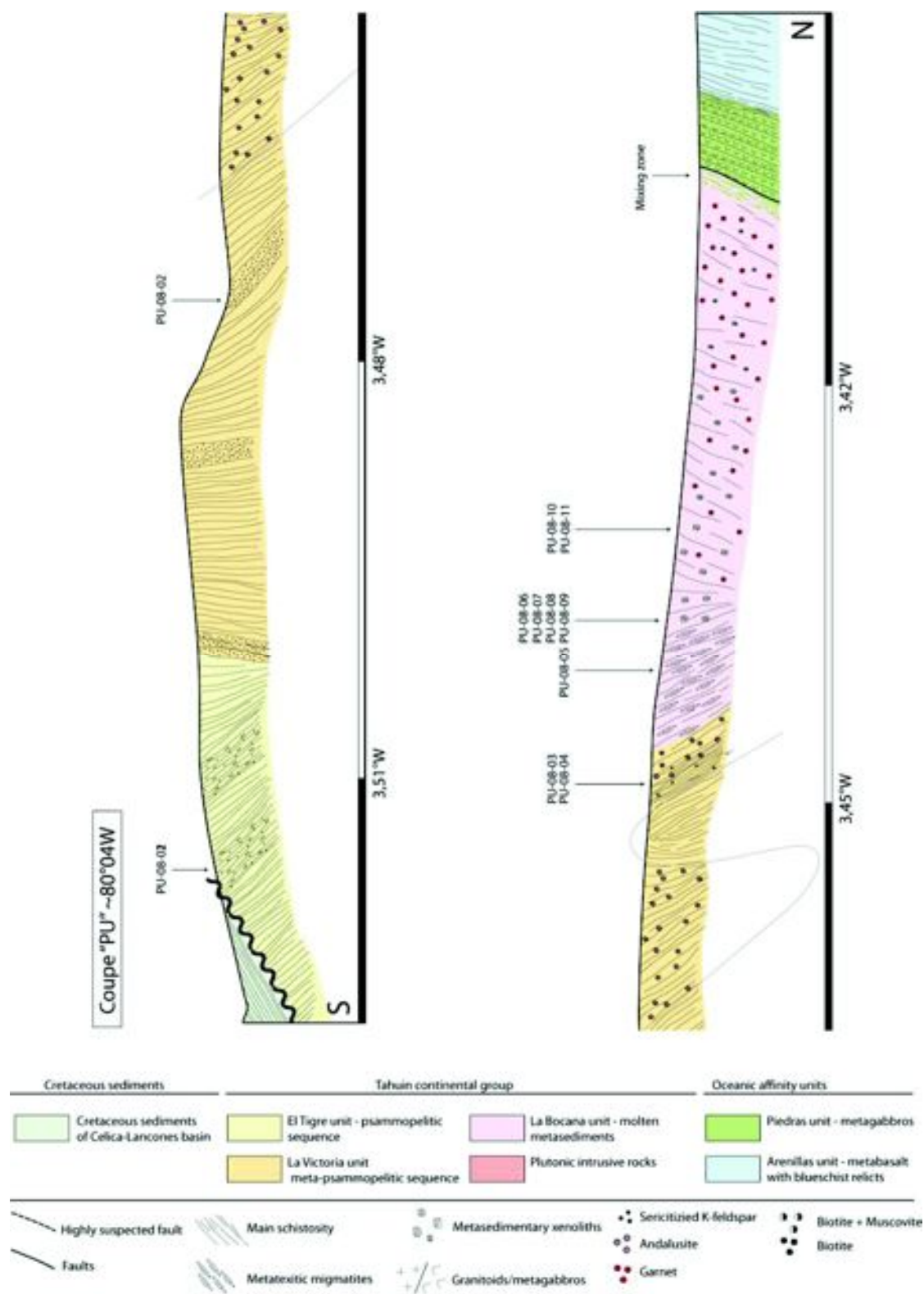


Figure 4-38 : Coupe géologique N-S à 80°04'W du complexe de El Oro métamorphisé au Trias.

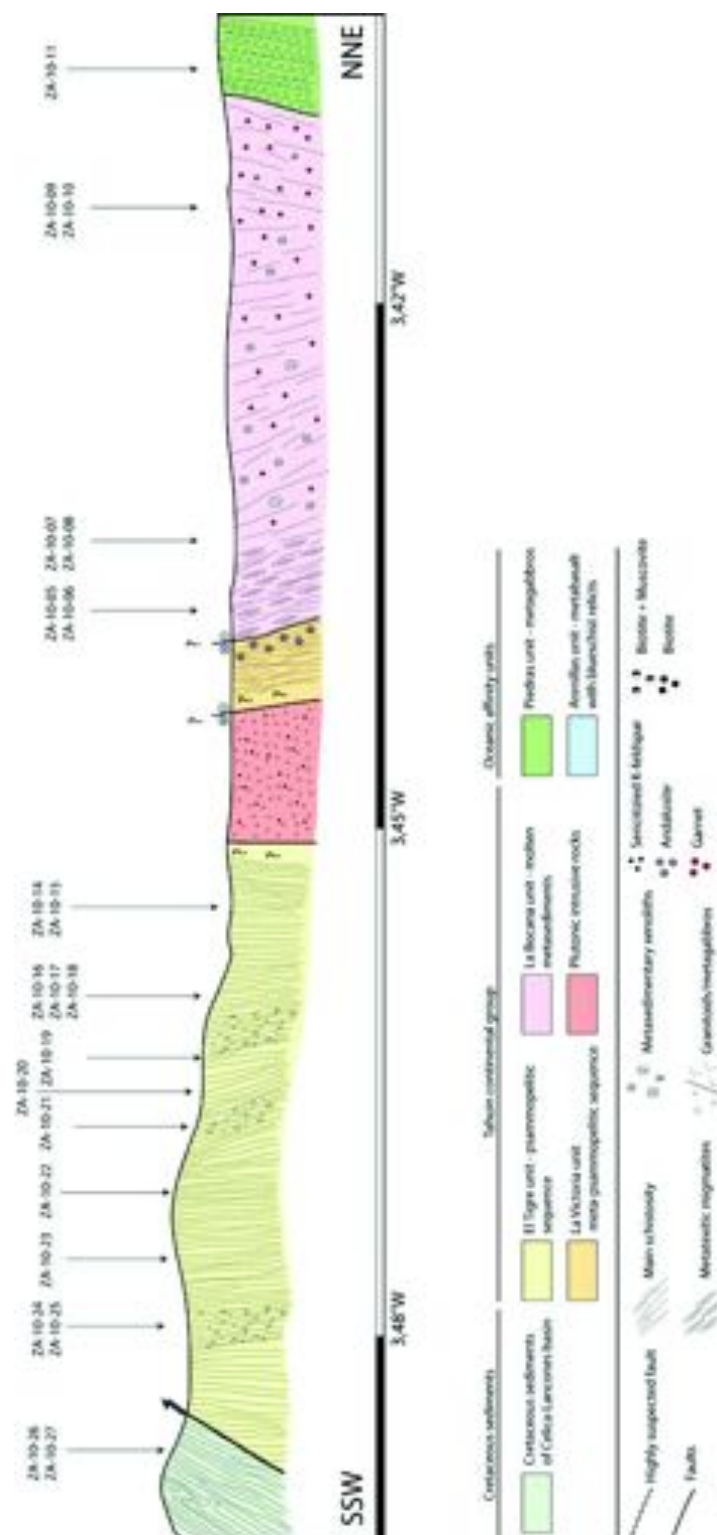


Figure 4-39 : Coupe géologique NNE-SSW à  $\sim 79^{\circ}38'W$  du complexe de El Oro métamorphisé au Trias.

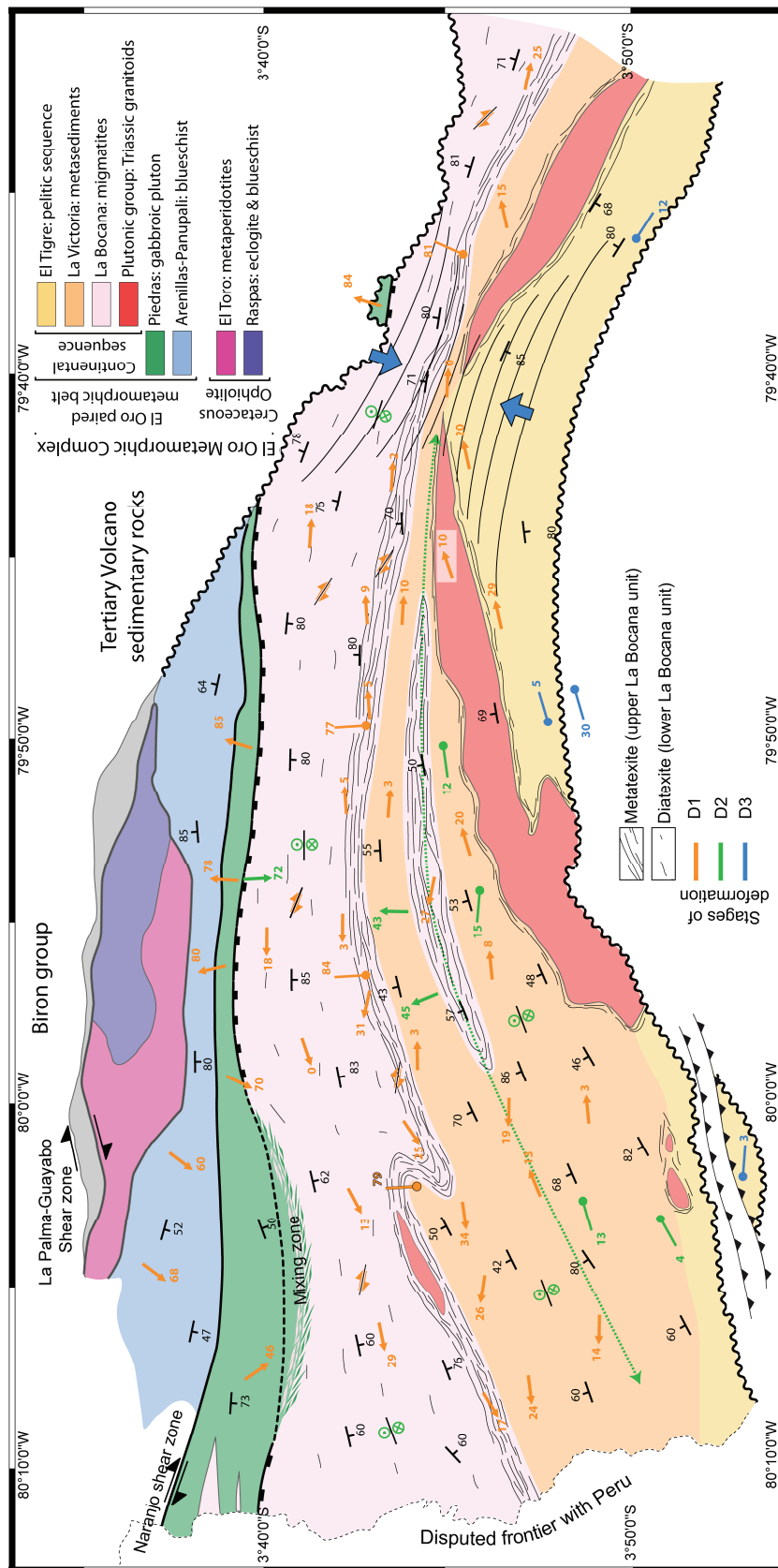


Figure 4-40 : Carte structurale du complexe métamorphique de El Oro. Les linéations sont indiquées par des flèches, et les plis par traits avec un cercle à leur extrémité. Les directions de plongement sont indiquées par la position de la valeur en degré de celui-ci.



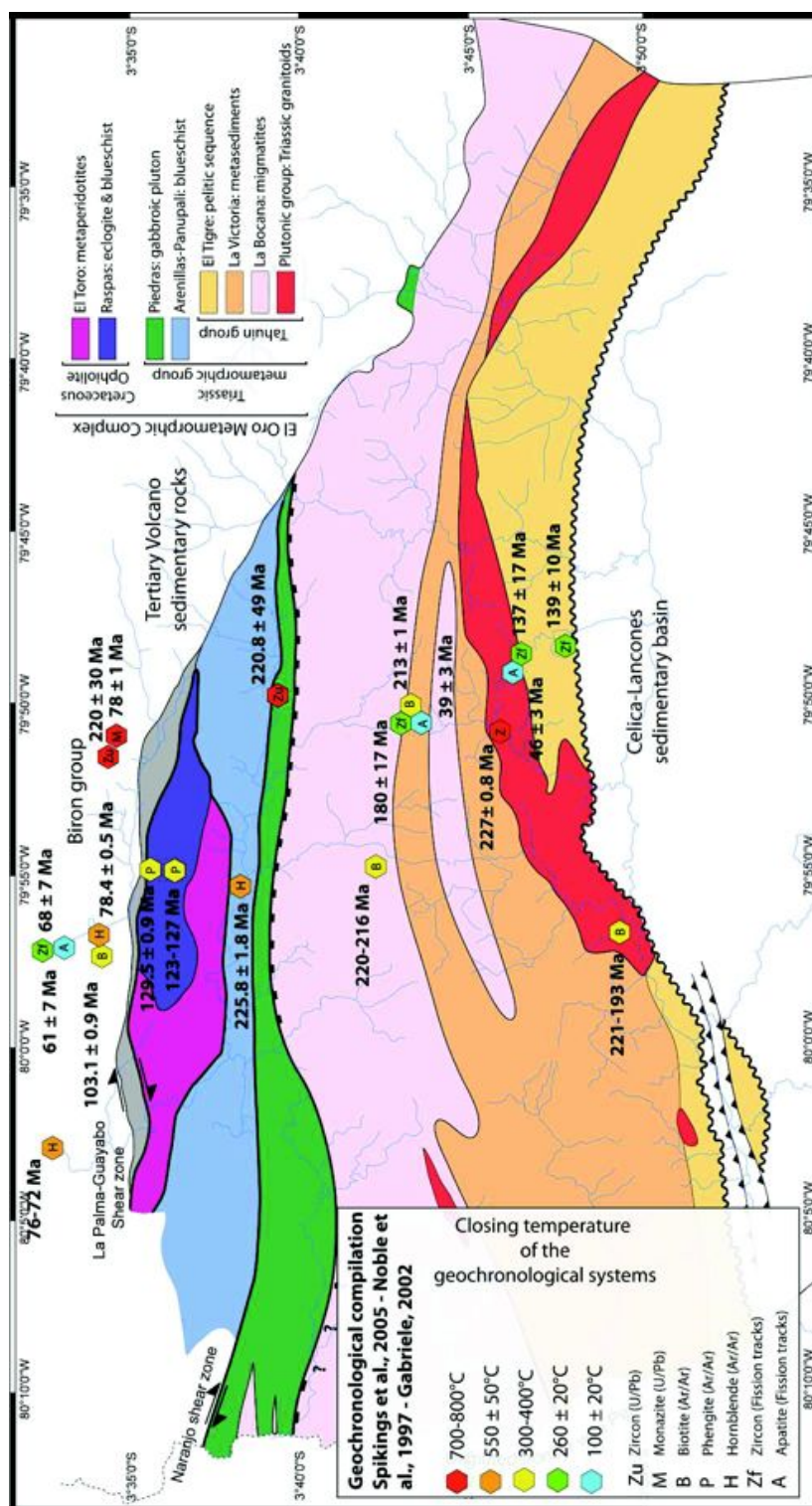


Figure 4-41 : Carte des âges radiométriques disponibles sur le complexe métamorphique de El Oro. (D'après Aspden et al., 1992 ; Noble et al., 1997 ; Gabriele, 2002 ; Spikings et al., 2005 et John et al., 2010)

#### 4.5.2. Discussion

Les résultats de l'étude structurale permettent d'ores et déjà d'établir que la géométrie actuelle représente une section de croûte continentale basculée. L'étude du contact entre l'unité de Piedras et l'unité de La Bocana indique clairement une origine magmatique pour l'unité de Piedras. De plus, l'étude métamorphique présentée dans le chapitre 5 indique que l'ensemble de la série (groupe de Tahuin, unités de Piedras et d'Arenillas-Panupali) n'a été basculé que postérieurement à l'événement tectono-métamorphique triasique. Le complexe gabbroïque de Piedras est alors une intrusion magmatique de type MORB sous-plaquée au Trias en base croûte et non mise en place dans une zone de détachement majeure comme suggéré par Aspden et al. (1995). Cependant, la géométrie actuelle résulte de plusieurs phases de déformation, comme le dénote sa structure arquée ou la forte déformation observée dans la zone de contact entre l'unité de El Tigre et l'ensemble de Celica-Lancones (Fig. 4-40). Il est donc crucial de distinguer les différentes phases de déformations ayant affecté le complexe métamorphique de El Oro depuis l'événement triasique jusqu'à l'actuel. Ceci dans l'optique de connaître dans quelle mesure l'empreinte de l'événement triasique a été préservée, mais aussi afin de contraindre le mode de déformation associé.

L'étude de la déformation finie ne peut être réalisée qu'en relation avec le mode de déformation des roches, c'est à dire avec la rhéologie des différentes lithologies. Pour des conditions crustales, les deux facteurs principaux qui influent sur la rhéologie d'une roche, sont sa nature et la température. Il est alors nécessaire de bien connaître autant la nature des lithologies composant le massif, que son évolution thermique dans l'espace et dans le temps. La compilation des principaux âges disponibles sur le massif métamorphique de El Oro est présentée sur les figures 4-41. Les données thermochronologiques permettent de contraindre l'évolution thermique de la partie supérieure de La Bocana et du sommet du pluton de Marcabeli jusqu'à des températures de l'ordre de 100°C (Fig. 4-42).

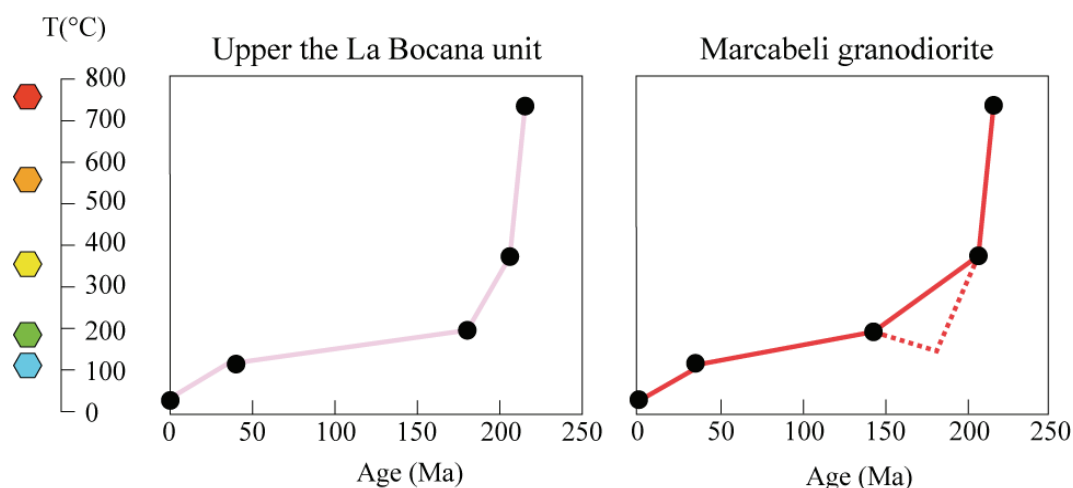


Figure 4-42 : Température de refroidissement en fonction de l'âge, pour l'unité de La Bocana (à gauche) et le pluton de Marcabeli (à droite). La compilation des données géochronologiques repose sur les travaux de Noble et al. (1997), Gabriele, (2002) et Spikings et al. (2005). Les symboles des systèmes géochronologiques sont identiques à la figure 5-40. Les pointillés pour la figure du pluton de Marcabeli (à droite) sont tirés du modèle détaillé dans le texte ci-dessous.

Le profil de refroidissement de la partie supérieure de La Bocana présenté dans la figure 4-42 montre que l'unité a atteint une température inférieure à 250 °C (traces de fissions sur zircon) à  $180 \pm 17$  Ma. En supposant que la partie supérieure de l'unité de La Bocana soit restée à la même profondeur entre le Trias supérieur et le Jurassique inférieur, le gradient géothermique à  $180 \pm 17$  Ma est de  $\sim 20^\circ\text{C}/\text{km}$ . Cette valeur est cohérente avec le gradient géothermique continental conductif normal ( $20^\circ\text{C}/\text{km}$ ; Stüwe, 2007). Le profil de refroidissement du pluton de Marcabeli (Fig. 5-42) montre quant à lui, que cette température n'est atteinte que plus tardivement à  $139 \pm 10$  Ma. Puisque l'unité de La Bocana représentait un niveau structural plus profond que celui du pluton de Marcabeli, cela suggère que durant le Jurassique inférieur ( $180 \pm 17$  Ma) le pluton de Marcabeli était lui aussi refroidi en dessous de  $250^\circ\text{C}$  (ligne en pointillés ; Fig. 4-42). Les âges traces de fission sur zircons à  $139 \pm 10$  Ma du pluton de Marcabeli indiquent alors probablement une période de réchauffement et de remise à zéro du thermo-chronomètre.

L'ensemble de nos observations indique clairement que lors de l'événement anatectique triasique, le massif de El Oro n'était pas basculé. De plus, nous n'avons observé ni empreinte

métamorphique postérieure à l'événement triasique, ni rééquilibrage dû au basculement. Ceci indique une relative quiescence tectonique lors du refroidissement du système (Fig. 4-42). De ce fait la discussion sur l'étude structurale est séparée en deux parties : l'épisode triasique et la déformation postérieure au Trias, incluant le basculement de l'ensemble du massif.

#### 4.5.2.1. *Déformation triasique D1*

La déformation qui précède le basculement est syn-migmatitique et représentée par les plis ductiles « P1 » à axes subverticaux observés dans les unités de La Bocana et de La Victoria. Cette phase est associée à la linéation minérale généralement subhorizontale et orientée Est-Ouest. Les critères cinématiques observés aujourd'hui à l'affleurement indiquent généralement des mouvements transpressifs dextres et sont observés le long de plans de cisaillements sécants sur la foliation selon un angle horaire de 30° (Fig. 4-19, 4-20 et 4-24). Durant cette période, l'unité gabbroïque de Piedras est mise en place entre  $226 \pm 1.8$  Ma (Ar/Ar sur amphibole ; Gabriele, 2002) et  $221 \pm 17$  Ma (U-Pb sur zircon ; Noble et al., 1997) sous la forme d'un pluton en base de croûte, provoquant la formation d'une zone de mélange de liquide de fusion d'extension limitée (Fig. 4-32). La migmatisation a été datée sur grenat par Aspden et al. (1995) à  $219 \pm 22$  Ma (méthode Sm/Nd, isochrone roche totale et grenat) et est cohérent avec l'âge de cristallisation de l'unité de Piedras. L'unité d'Arenillas-Panupalí métamorphisée en faciès schistes bleus est sous-plaquée à  $225.3 \pm 1.7$  Ma (Ar/Ar sur glaucophane ; Gabriele, 2002). La zone de contact entre les unités d'Arenillas-Panupalí et de Piedras (Fig. 4-33) est largement déformée. Le mouvement apparent est aussi transpressif dextre, et témoigne d'un raccourcissement important (Fig. 4-33).



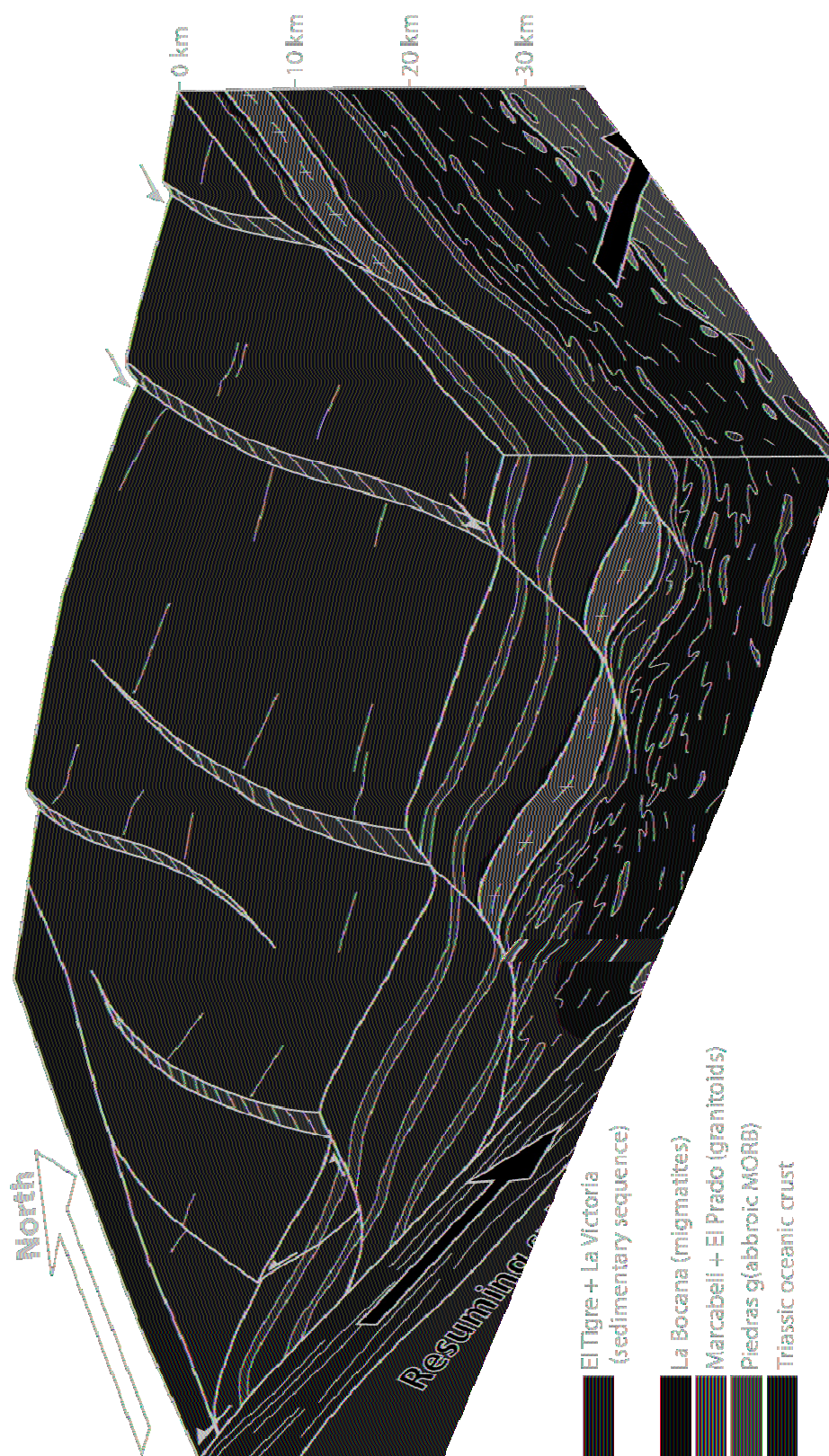


Figure 4-43 : Schéma structural de l'avant-arc du Sud-Ouest de l'Equateur au Trias supérieur.

Afin d'interpréter les critères de déformation lors de l'événement thermique triasique, il est nécessaire de débasculer l'ensemble des unités du massif. Il est alors nécessaire de définir quel a été l'axe de basculement. Puisque l'on observe une augmentation des conditions de pression vers le Nord, mais aussi que la distribution des linéations minéralogiques syn-migmatitiques est très bien réglée selon une direction globalement Est-Ouest subhorizontal et donc pas dispersées lors du basculement, l'axe de basculement devait être proche de cette direction. La figure 4-43 montre la représentation schématique de la géométrie de l'avant arc équatorien lors de l'événement thermique triasique. Le résultat du débasculement indique que la déformation syn-migmatitique était en extension, avec déplacement du haut vers l'ouest (Fig. 4-43). Les structures de déformation observées (figures 4-4, 19, 20, 21, 22, 24, 25) sont similaires aux structures plicatives pour les roches de haut grade métamorphique soumises à un régime extensif (Fig. 4-44 ; Harris et al., 2002). Cependant, comme le montre la figure 4-44, le type de structures varie fortement depuis la base de l'unité de La Victoria jusqu'au sommet de la partie inférieure de La Bocana (Fig. 4-45). Ces variations dans les types de structures ne s'expliquent pas uniquement en termes de variation de déformation (Fig. 4-44).

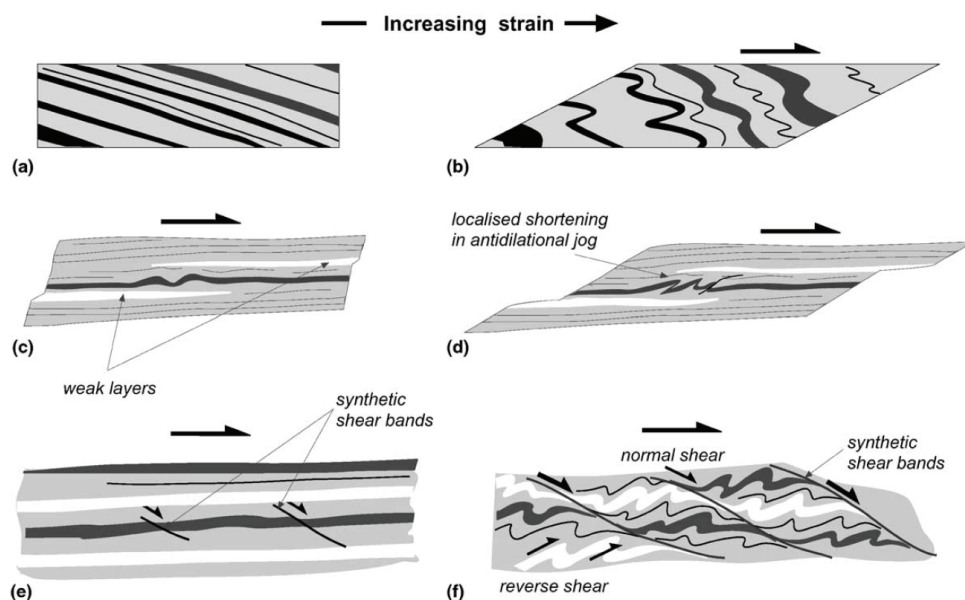


Figure 4-44 : Développement de plis en régime extensif en fonction du taux de déformation, d'après Harris et al. (2002).

Les résultats de l'étude métamorphique (chapitre 5) ont montré que les conditions P-T augmentent du sud vers le nord du groupe de Tahuin depuis les métapélites jusqu'aux métasédiments partiellement fondus. Au sein de la zone partiellement fondue, les 5 zones du log structural schématique de la figure 4-44 indiquent une augmentation progressive la proportion de liquide de fusion dans la roche, de 0 à plus de 80%, depuis la base de l'unité de La Victoria jusqu'au sommet de la partie inférieure de La Bocana. L'augmentation de la proportion de liquide de fusion partielle à travers la série est corrélée avec une intensification de la déformation (Fig. 4-45). A la base de l'unité de La Victoria (Zone 1 ; Fig. 4-44), la roche contient peu de liquide de fusion, < 5%, et son mode de déformation est typique d'une roche de haut grade métamorphique. Comme le montre la figure 4-20, la déformation dans cette zone est partitionnée, et est plus intense au sein des niveaux métapélitiques. L'apparition des premières structures plissées telles que présentées dans la figure 4-44b est intimement corrélée avec la coalescence des liquides de fusion et la formation des migmatites métatextitiques des zones 2 et 3 de la figure 4-45. Dans zone 4 (Fig. 4-45), le pourcentage de liquide au sein de la roche varie entre 15 et 80%. Le contraste rhéologique s'intensifie entre un pôle de type magmatique et un pôle ductile composé de parties mélanocrates et de parties réfractaires. Les parties mélanocrates ne se présentent pas sous la forme de résiduum mais plutôt sous la forme de métatexites où une partie des liquides de fusion a été extraite. Ces parties sont alors plus aisément déformées et se retrouvent largement plissées (Fig. 4-45). Depuis la zone 3 jusqu'à la base de la zone 4, ces métatexites sont incorporées au fur et à mesure que la température et la proportion de liquide augmentent (voir chapitre 5). Les parties réfractaires (niveaux plus quartzitiques) qui contiennent une faible proportion de liquide de fusion sont, quant à eux, fracturés dans un premier temps, puis boudinés jusqu'à se disloquer (zone 3 et 4) et se retrouver en xénolithe métasédimentaires dans la zone 5 (Fig. 4-45 ; Fig. 4-45). Dans la zone 5 (Fig. 4-45), il est intéressant de signaler que les parties mélanocrates (résiduelles) sont plus efficacement incorporées que les parties réfractaires. Ceci peut s'expliquer par le fait que les parties mélanocrates sont riches en biotite et sillimanite (non fondues), qui sont des réactifs importants dans la réaction de fusion partielle suggérée dans cette zone (chapitre 5), alors que la composition des parties réfractaires presque entièrement composées de quartz n'autorise pas les réactions de fusion partielle à ces conditions P-T.



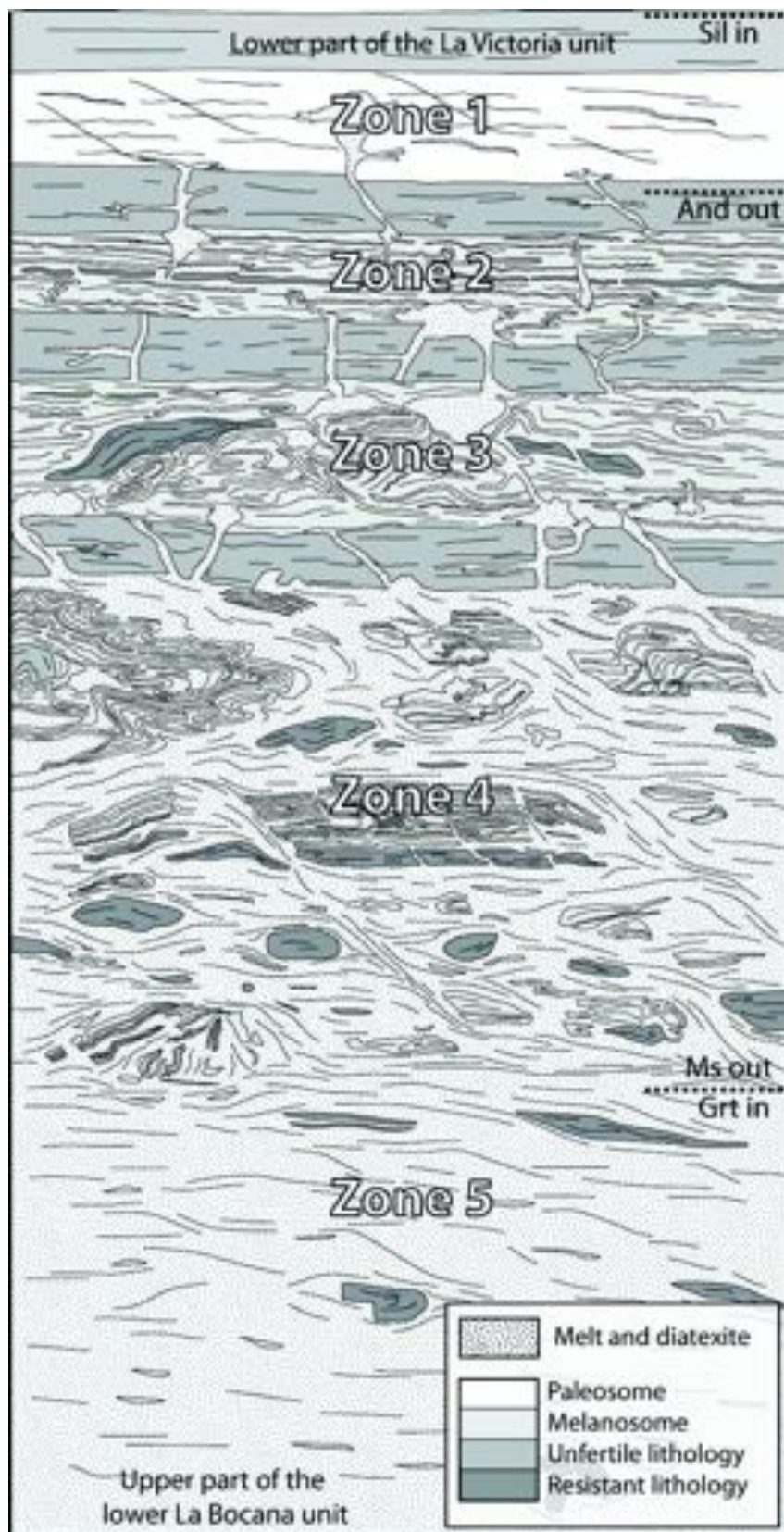


Figure 4-45 : Log structural schématique depuis la base de l'unité de La Victoria jusqu'au sommet de la partie inférieure de La Bocana. Le schéma représente la section une fois débasculée, le sud du groupe de Tahuin étant situé en haut. Les différentes zones indiquées sont identiques à celles décrites dans la figure 4-4, et sont caractérisées par différents modes de déformations.





*Figure 4-46 : photographie de la fusion progressive d'un corps quartzitique au sein de la partie inférieure de l'unité de La Bocana (zone 5, Fig.4-44). L'auréole blanche autour du xénolithe correspond au liquide produit lors de la fusion en bordure de celui-ci. Notez que la composition du liquide est beaucoup plus leucocrate que l'encaissant.*

Lors de l'événement thermique triasique, la présence en différentes proportions de liquide de fusion a donc fortement contrôlé sur la rhéologie des roches à travers la pile métasédimentaire. La différence d'intensité de déformation observée au premier ordre entre la base de l'unité de La Victoria et la partie supérieure de La Bocana s'explique en termes de variations de contraste rhéologique. Lorsque la proportion de liquide de fusion présent dans la roche augmente, la déformation dans les niveaux encore solides est intensifiée. En conclusion les structures observées et représentées dans la figure 4-45 (Zone 1) nous indiquent que l'amincissement subi par la série est relativement faible. La variété dans l'intensité des déformations apparentes des structures s'explique par la présence de liquide de fusion de plus en plus importante vers le bas de la pile.

La zone de contact entre les unités de Piedras et d'Arenillas-Panupalí fortement déformée, avec des axes de plis d'orientation apparente subverticale (Fig. 4-33), devient, une fois débasculée, cohérente avec le sous-placage tectonique de l'unité d'Arenillas-Panupalí en contexte compressif, avec déplacement du haut vers l'ouest (Fig. 4-41). De plus, les estimations métamorphiques du pic P-T de Gabriele (2002) pour l'unité d'Arenillas-Panupalí sont de  $300 \pm 50$  °C pour  $9 \pm 1$  kbar. La profondeur maximale, atteinte par l'unité d'Arenillas-Panupalí est de 25-30km, c'est à dire du même ordre que la base de la croûte lors de l'événement thermique triasique (voir étude métamorphique, chapitre 5). Ceci suggère que

seule la partie supérieure du slab a été écaillée en base de croûte. Cette interprétation est supportée par l'absence de métagabbros ou de péridotites associées à l'unité d'Arenillas-Panupalí, mais aussi par le fait que la zone de contact entre les metabasites de l'unité d'Arenillas-Panupalí et les métagabbros de l'unité de Piedras ne présente pas de reliques du chenal de subduction (e.g. Guillot et al., 2004).

#### **4.5.3. Déformations post-triasiques**

Deux épisodes de déformation post-triasique D2 et D3, peuvent être distingués. Nos observations montrent que le massif a été basculé le long d'un axe Est-Ouest d'environ 90° avant les premiers dépôts Albien des sédiments du bassin de Celica-Lancones (Jaillard et al., 1996 ; 1999) (Fig. 4-36). Ce premier épisode de déformation D2, scellé par les sédiments albiens du bassin de Celica-Lancones a par conséquent affecté uniquement le groupe métamorphisé au Trias du massif de El Oro. Le second épisode D3, quant à lui, déforme les sédiments crétacés mais aussi les sédiments paléozoïques près du contact de l'unité de El Tigre pour les parties centrale et ouest du massif, alors que la zone de contact de la partie ouest du massif est épargnée. Ces premières observations permettent alors de distinguer les phases de déformation temporellement, mais aussi spatialement.

##### **4.5.3.1. *Episode Jurassique supérieur-Crétacé inférieur***

La première phase de déformation D2, est postérieure au refroidissement. Elle plisse les isogrades métamorphiques triasiques (voir le chapitre de l'étude métamorphique) sans les rééquilibrer (Feininger, 1978). Il est important de noter que cet épisode de déformation se concentre dans les lithologies riches en métapélites (Fig. 4-13 et 4-16) alors que celles riches en quartzites sont globalement épargnées, tout comme la partie inférieure de l'unité de La Bocana fortement cristalline et le cœur de l'unité de Piedras. Ces hétérogénéités rhéologiques impliquent des conditions thermiques inférieures au seuil de ductilité du quartz (~ 350 °C). Les plis associés à cette seconde phase ont des axes subhorizontaux et orientés N 60-N 90 (Fig. 4-16). A l'échelle de l'affleurement, ces plis ont une vergence apparente vers le sud (Fig. 4-16). A plus grande échelle, cette phase est cohérente avec le plissement de la partie supérieure de La Bocana au sein de l'unité de La Victoria (voir Fig. 4-1 et 4-38). La zone de contact ouest entre l'unité de El Tigre et le système volcano-sédimentaire de Celica-Lancones

n'est pas déformée. Ceci permet de contraindre l'âge de cette seconde phase entre  $180 \pm 17$  Ma et 110-100 Ma (début de la sédimentation du bassin de Celica-Lancones). On peut alors proposer que la période de basculement du massif coïncide probablement avec le changement de direction de la subduction paléo-pacifique (Aspden et al., 1987 ; Jaillard et al. 1990 ; 1995). A la suite du changement de direction de la subduction, la marge équatorienne orientée NNE devient transformante et sujette à des décrochements dextres (Aspden et al., 1987 ; Jaillard et al., 1990).

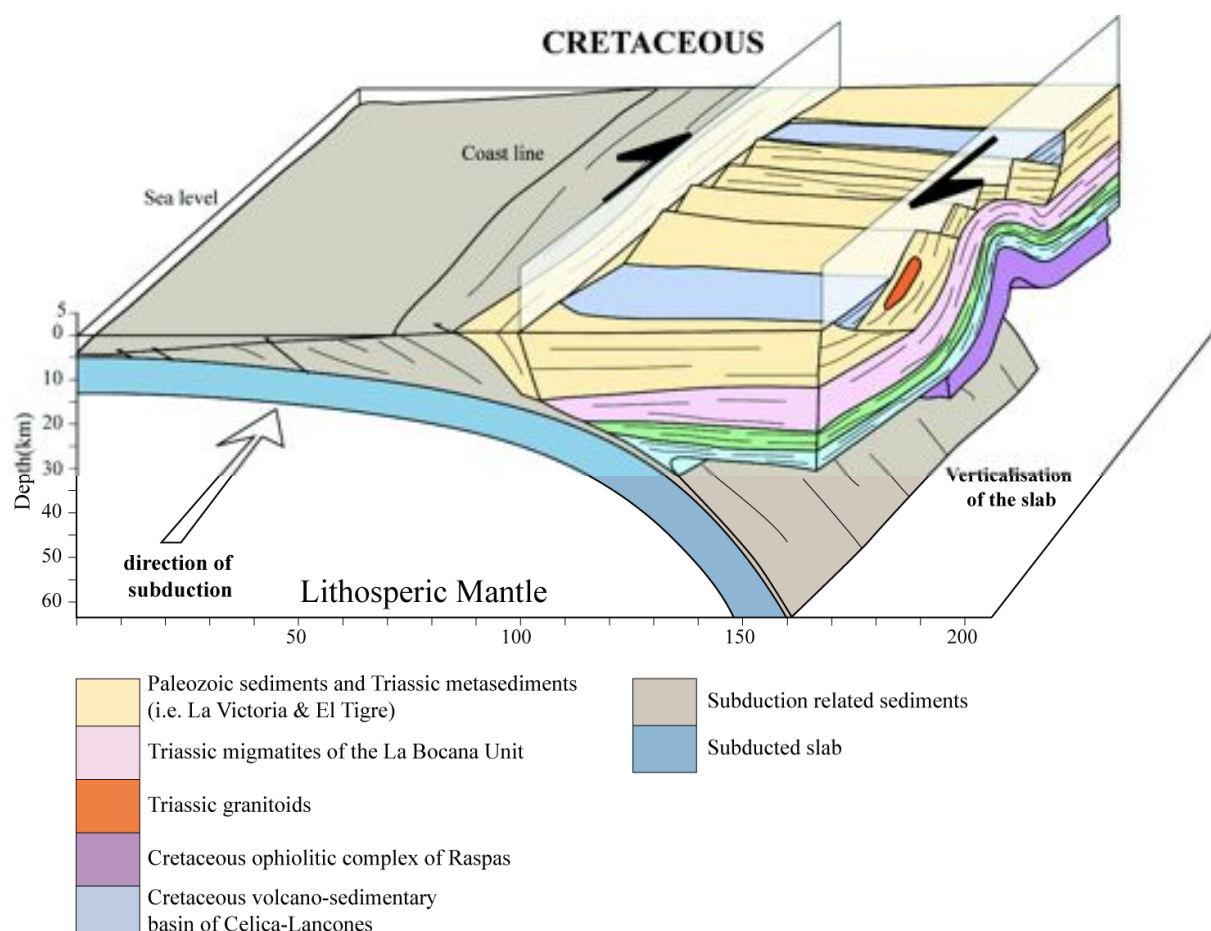


Figure 4-47 : Bloc diagramme schématique du basculement du massif métamorphique de El Oro au Crétacé.

Dans ce contexte, l'ouverture au Tithonien d'un bassin en *pull-apart* au nord du Pérou (Jaillard & Jacay, 1989) est cohérente avec le basculement de la partie sud du massif de El Oro. De plus, les plis à axes subhorizontaux associés à la linéation subverticale de la zone de

contact tectonique entre les unités de La Bocana et de Piedras sont cohérents avec le basculement de la série (Fig. 4-32). Gabriele (2002) suggère que l'ouverture du bassin en *pull-apart* est synchrone de la formation du bassin de Celica-Lancones durant l'Albien. Or la zone de contact ouest entre l'unité de El Tigre les sédiments grésopélitiques albiens (Fig. 4-36) montrent que le basculement est déjà complet lors des premiers dépôts associés au bassin de Celica-Lancones (discordance angulaire de  $\sim 90^\circ$ ). Le basculement du Massif de El Oro, est donc antérieur à la formation du bassin de Celica-Lancones (Fig. 4-47).

#### 4.5.3.2. *Episode tardi-Crétacé*

La seconde phase majeure de déformation D3 ayant affecté la partie sud du massif de El Oro est caractérisée par un stade de compression nord-sud affectant aussi les sédiments crétacés du bassin de Celica-Lancones. L'observation de la zone de contact entre l'unité de El Tigre et les dépôts crétacés montre que dans cette zone les métasédiments sont fortement plissés avec des axes subhorizontaux orientés entre N100 (partie ouest) et N80 (parties centrale et est ; Fig.4-9). A l'échelle du massif, la déformation finie accommodée lors de cet épisode compressif est variable selon les parties du massif. Les coupes des figures 4-37 à 4-39 montrent que l'épaisseur du massif varie d'ouest en est, et est minimale entre les plutons de Marcabeli et de El Prado (Fig. 4-1). La partie ouest du massif qui a conservé sa plus grande épaisseur (Coupe PU+VI, Fig. 4-1), préserve aussi un contact normal entre l'unité de El Tigre et les sédiments crétacés (Fig. 4-36) alors que le contact dans les parties centrale et ouest du massif est fortement déformé. A l'ouest, la déformation est plus distribuée et une partie est probablement accommodée par l'écaillage de l'unité de El Tigre au sein des sédiments crétacés que l'on observe au sud de la coupe PU+VI (Fig. 4-1). Au nord, le complexe ophiolitique de Raspas, sous-plaqué à la marge au Crétacé inférieur (130-125 Ma), est probablement amené dans la croûte supérieure entre 60 et 70 Ma (âges Ar/Ar biotite ; Gabriele, 2002) par l'intermédiaire d'une zone décrochante dextre située entre le groupe de Biron au nord, et le massif métamorphique triasique de El Oro au Sud (Gabriele, 2002).

L'âge de cet épisode tectonique est contraint au sud-ouest de l'Equateur par la série volcanique et sédimentaire du bassin de Celica-Lancones. En effet, les données stratigraphiques recueillies par Jaillard et al. (1999) indiquent que le bassin de Celica-



Lancones subit un important épisode de compression et d'érosion entre le Coniacien et le Campanien, connue au Pérou, correspondant à la phase péruvienne. Cet épisode plisse les sédiments crétacés avec des axes subhorizontaux de direction est-ouest, cohérents avec la génération de plis observés au niveau de la zone de contact avec l'unité de El Tigre. Cette phase de compression se poursuit probablement jusqu'à la fin du Crétacé, mais diminue en intensité. Au Paléocène, les sédiments ne sont pas déformés et reposent en discordance sur les séries crétacées plissées.

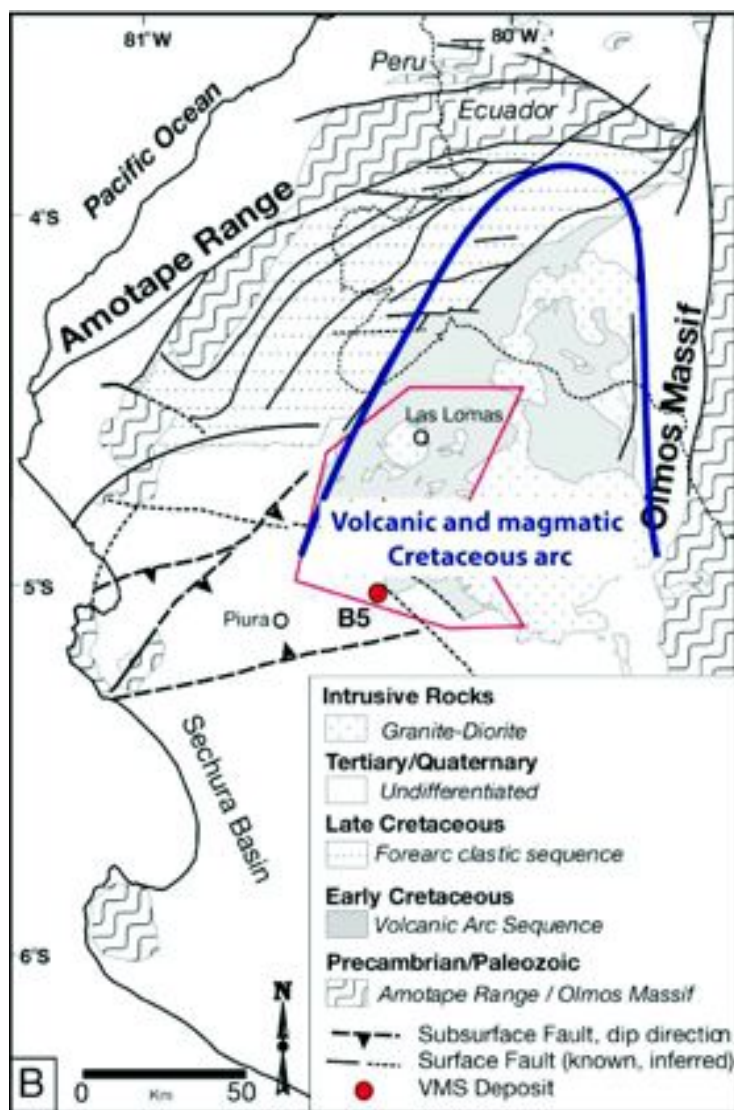


Figure 4-48 : Carte géologique simplifiée du nord du Pérou, modifiée d'après Winter et al. (2010). La position de l'arc Albien de Celica est indiquée en bleu et en gras.

L'arc Celica lié à la subduction situé au nord du Pérou et se terminant au sud de l'Equateur (Fig. 4-48) s'initie durant l'Albien (e.g. Jaillard et al., 1999 ; Winter al., 2010). Cet arc situé au sud du massif de El Oro, est bordé à l'est par la Cordillera Real et à l'ouest par le bassin de Celica-Lancones. Lors de l'épisode compressif nord-sud tardi-Crétacé, l'arc de Celica a très probablement joué le rôle d'un corps dur, concentrant la déformation à sa pointe nord, c'est-à-dire dans le massif de El Oro (Fig. 4-43). La forme arquée du massif présentée sur la Figure 4-48 suggère que le massif de El Oro entoure l'arc de Celica. Dans la partie ouest du massif de El Oro l'influence du corps dur est moindre, et la déformation est plus distribuée. La plus grande distribution de la déformation est corroborée par nos observations : les foliations sont moins verticalisées, le contact normal entre l'unité de El Tigre et les sédiments albiens du bassin de Celica-Lancones est intact, et au sud de ce contact une écaïlle de l'unité d'El Tigre chevauche vers le Nord les sédiments crétacés. Une partie de la déformation est aussi probablement accommodée par la déformation des sédiments du bassin de Celica-Lancones lui-même. En profondeur, l'expression de l'épisode compressif est vraisemblablement l'inversion des directions de pendage du massif au niveau de la partie supérieure de La Bocana. Comme le montre les coupes effectuées à travers le massif (Fig. 4-37, 4-38 et 4-39) le pendage de la schistosité principale change de direction entre la partie supérieure et la partie inférieure de l'unité de La Bocana. Au sud de la partie inférieure de La Bocana les critères de polarité sédimentaire et géométrique (direction d'échappement des liquides de fusion) indiquent que la série est inversée. A partir de la partie inférieure de La Bocana, et jusqu'à l'unité de Piedras, la foliation syn-migmatitique pentée vers le nord suggère que la série est normale.

#### **4.5.4. Conclusions**

La géométrie actuelle de la « Paired Metamorphic Belt » de El Oro représente le témoin unique d'une section crustale d'avant-arc, complète et basculée d'environ 90°. Cette section préserve à sa base (aujourd'hui au Nord) deux unités mafiques sous-plaquées : les unités de Piedras et d'Arenillas-Panupalí. L'unité de Piedras est un pluton gabbroïque mis en place en base de croûte, dont la cristallisation est datée par la méthode U-Pb sur zircon magmatique à  $220 \pm 17$  Ma (Noble et al., 1997). Les relations texturales dans la zone de contact entre l'unité de Piedras et l'unité migmatitique de La Bocana montrent que la mise en

place s'est faite lors de l'épisode anatectique daté du Trias supérieur (Aspden et al., 1995). L'unité d'Arenillas-Panupalí définie par Gabriele (2002) forme un ensemble océanique métamorphisé dans le faciès des schistes bleus et sous-plaqué à la marge. Le basculement de l'ensemble se produit au Jurassique mais peu de contraintes permettent de réellement contraindre l'âge de l'événement. Durant le Crétacé, le bassin de Celica-Lancones s'ouvre, se remplit, puis est fortement comprimé selon une direction nord-sud. C'est lors de cet épisode de compression que le massif de El Oro acquiert sa forme finale arquée.

## 5. Etude métamorphique et géochronologique

L'étude métamorphique de la « paired metamorphic belt » de El Oro s'est concentrée sur la partie continentale métamorphisée en régime HT-BT, et est présentée sous la forme d'un article soumis à la revue « Lithos ». Un complément sur l'étude métamorphique est ajouté à la suite de l'article (chapitre 6).

Cet article présente : (1) les résultats obtenus à partir de l'étude structurale ; (2) les résultats des analyses thermo-barométriques -les principaux outils qui ont été utilisés sont : les assemblages minéralogiques, la thermométrie par spectroscopie Raman sur la matière carbonée (RSCM), et les pseudosections- ; (3) la géochronologie U-Pb sur zircon et monazite sur l'âge de la migmatisation de l'unité migmatitique de La Bocana.

L'ensemble des résultats montre que durant le Trias, entre 230 et 225 Ma, le groupe métasédimentaire de Tahuin a connu des conditions de HT-BP cohérente avec la fusion partielle observée dans l'unité de La Bocana. Les conditions de fusion partielle dans l'unité de La Bocana ont été estimées entre 650 et 700 °C pour ~4.5 kbar dans la partie supérieure et entre 700 et 730°C pour 5 et 8 kbar pour la partie inférieure. Deux réactions gouvernent la fusion partielle, la réaction par deshydratation de la muscovite dans la partie supérieure, et par deshydratation de la biotite pour la partie inférieure. Le gradient métamorphique inféré représente le gradient géothermique de l'avant-arc Equatorien durant l'événement thermique. Celui-ci se divise en deux segments. Le premier segment, entre 0 et 5 kbar (unités de El Tigre et La Victoria et partie supérieure de La Bocana), montre un fort gradient thermique de 40°C/km, typique de conditions de ultra-haute température. Le second segment, entre 4.5 et 8 kbar (partie inférieure de l'unité de La Bocana), présente quant à lui, un gradient thermique anormalement faible de 5°C/km. Nous interprétons ce faible gradient thermique comme le résultat de l'effet endothermique de la réaction de fusion partielle par deshydratation de la biotite.



A la lumière de ces résultats et des observations structurales entre les unités de Piedras et d'Arenillas-Panupalí nous interprétons la formation de la "paired metamorphic belt" de El Oro comme la conséquence d'une remontée asthénosphérique en contexte extensif. Cette remontée peut être expliquée par une remontée asthénosphérique, provoquant sa décompression, sa fusion partielle et la mise en place en base de croûte de gabbros à signature de MORB (unité de Piedras). Le pic de pression enregistré par l'unité de HP-BT d'Arenillas-Panupalí à 9 kbar (Gabriele, 2002) correspond aux conditions de pression de la base du groupe de Tahuin (8 kbar). Par conséquent, nous interprétons le sous-placage de l'unité océanique d'Arenillas-Panupalí à 225 Ma (Gabriele, 2002) comme le résultat de la reprise de la subduction et de l'écaillage de la partie supérieure du slab. Cette hypothèse est appuyée par l'absence de métagabbros et de métapéridotites associés à l'unité mais aussi, par la nature du contact fortement déformé en compression entre les unités d'Arenillas-Panupalí et de Piedras.

**Metamorphic and geochronological study of a newly recognized paired metamorphic belt in Ecuador: implications for HT–LP metamorphism in a forearc zone**

N. RIEL<sup>1</sup>, S. GUILLOT<sup>1</sup>, E. JAILLARD<sup>1</sup>, J.E. MARTELAT<sup>2</sup>, J.L. PAQUETTE<sup>3</sup>, S. SCHWARTZ<sup>1</sup>, P. GONCALVES<sup>4</sup>, G. DUCLAUX<sup>5</sup>, N. THEBAUD<sup>6</sup>, P. LANARI<sup>1</sup>, E. JANOTS<sup>1</sup>, J. YUQUILEMA<sup>7</sup>

<sup>1</sup> ISTERre, CNRS, University of Grenoble I, 1381 rue de la Piscine, BP53, 38041 Grenoble, France

<sup>2</sup> Laboratoire de Géologie, CNRS, University of Lyon, 2 rue Raphaël Dubois Batiment Geode 69622 Villeurbanne Cedex France

<sup>3</sup> LMV, CNRS, University of Clermont–Ferrand I, 5 rue Kessler, 63038 Clermont–Ferrand, France

<sup>4</sup> LCE, CNRS, University of Franche–Comté, 16 rue de Gray, 25030 Besançon cedex, France

<sup>5</sup> CSIRO Earth Science and Resource Engineering, 26 Dick Perry avenue, Kensington, WA 6151, Australia

<sup>6</sup> Centre for Exploration Targeting, University of Western Australia, 35 Stirling Highway, Crawley WA 6009, Australia

<sup>7</sup> Facultad de Geología y Petroleos, Escuela Politécnica Nacional, E–11 253, Quito, Ecuador

**Short title:** Metamorphic study of migmatitic belt

## ABSTRACT

In the present forearc of the Andean active margin in SW Ecuador, the El Oro complex exhibits an exceptional tilted forearc section. It consists of low-grade Paleozoic metasediments to Triassic migmatites intruded by S-type granitoids, juxtaposed with the gabbroic Piedras unit and the Arenillas–Panupalí blueschist oceanic unit. This paper focuses on the migmatitic unit of the El Oro metamorphic complex. We used mineralogical and textural study coupled with Raman spectroscopy on carbonaceous matter (RSCM) thermometry and pseudosections to constrain the pressure–temperature evolution. Our results show that anatexis of the continental crust occurred by white–mica and biotite dehydration melting along a 7 km thick cross section (from 5 to 8 kbar) with increasing temperature from 650 to 720 °C. In the biotite dehydration melting zone, temperature was buffered at 700–720 °C in a 5 km thick layer. The estimated average metamorphic gradient of 30 °C/km within the migmatitic section can be subdivided into two apparent gradients, of 40 °C/km in the upper part (from the surface to 15 km depth), and 5 °C/km (a quasi–adiabatic geotherm) in the lower part, corresponding to an isothermal melting zone. In situ geochronological study by U–Th–Pb datings on migmatites gave zircon ages at  $229 \pm 2.1$  Ma and monazite ages at  $224.5 \pm 2.3$  Ma. The thermal event generated S-type magmatism (The Marcabeli granitoid) and was immediately postdated by stacking of the high–pressure low–temperature (HP–LT) Arenillas–Panupalí unit at  $225 \pm 1.8$  Ma (Ar/Ar on hornblende, Gabriele, 2002). The association of high–temperature low–pressure (HT–LP) migmatites with high–pressure low–temperature (HP–LT) unit constitutes a new example of a paired metamorphic belt in the South–American margin. We propose that in addition to crustal thinning, underplating of the Piedras gabbroic unit before 230 Ma provided the heat source necessary for crustal anatexis. Furthermore, its MORB signature implies that the asthenosphere was involved as the source of the heat anomaly. The fact that Late Triassic S-type magmatism is widespread unravels a large–scale thermal anomaly that affects a large part of the south American margin at that time. We propose that this anomaly is related to a slab break–off affecting a large part of the South–American margin.

Keywords: migmatites; geochronology; pseudosections; paired metamorphic belt; Ecuador.

## INTRODUCTION

HP–LT terrane juxtaposed against HT–LP terrane are classically named “paired metamorphic belt” (Miyashiro, 1961). Paired metamorphic belts are characteristic of uplifted and eroded portions of forearc region (Miyashiro, 1994). Yet in South–America, the only known paired metamorphic belt is Carboniferous in age and located in Chile (Willner *et al.*, 2005a,b). In the present forearc zone of the Andean active margin in SW Ecuador, the El–Oro metamorphic complex exhibits the juxtaposition of the molten metasediments of the La Bocana unit (Aspden *et al.*, 1995) with the Arenillas–Panupalí blueschist unit (Gabriele, 2002). This represents the second known paired metamorphic belt in South America. Consequently, the El–Oro metamorphic complex represents a unique opportunity to study the thermal structure of a forearc during Late Triassic times. While the generation of HP–LT rocks, especially blueschist, is symptomatic of subduction setting (*e.g.* Ernst, 1988; Guillot *et al.*, 2009), HT–LP rocks can be produced in a wide range of geological settings. In modern belt, HT–LP rocks and associated crustal anatexis (S–type magmatism) are commonly a generated in collisional orogens (Hodges, 2000). In this context, HT conditions are reached either by crustal thickening or by post–orogenic collapse (Gardien *et al.*, 1997). Their generation occurs on a timescale of 10 to 30 Ma and can produce large volumes of granites (Thompson and Connolly, 1995). In subduction context, granitic rocks are usually I–type magmatism and are usually not associated with HT–LP metamorphism.

The metamorphic and geochronological study of the Arenillas–Panupalí HP–LT unit was already achieved by Gabriele (2002). Here, we focus our study on the HT–LP part of El Oro paired metamorphic belt (Fig. 1). Our aim is: (1) to estimate the metamorphic P–T conditions, (2) to date the migmatization, and finally (3) to propose a model accounting for HT–LP gradient and crustal anatexis associated with underplating of HP–LT rocks. This was achieved by combining field work, textural observations, mineralogical identification, thermobarometry and geochronological studies on the paired El Oro metamorphic belt. The analytical methods used in this study are presented in the appendix S1.



## GEOLOGICAL SETTING AND PREVIOUS STUDIES

The Late Paleozoic subduction related magmatic arc is known in NW Peru (Mišković, *et al.*, 2009) and in Colombia, lying in the Cordillera Central (Vinasco *et al.*, 2006). Because of the position of the Late Paleozoic magmatic arc in NW Peru and Colombia, this Late Paleozoic arc was probably lying in Ecuador somewhere in the Cordillera Real (Fig. 1). The Jurassic magmatic arc is known in Colombia and Ecuador, lying in the amazonic craton area (Jaillard *et al.*, 2000). Consequently, during Triassic times, SW Ecuador was located in forearc position since both of the Late Paleozoic and Jurassic magmatic arc are known in the further to east.

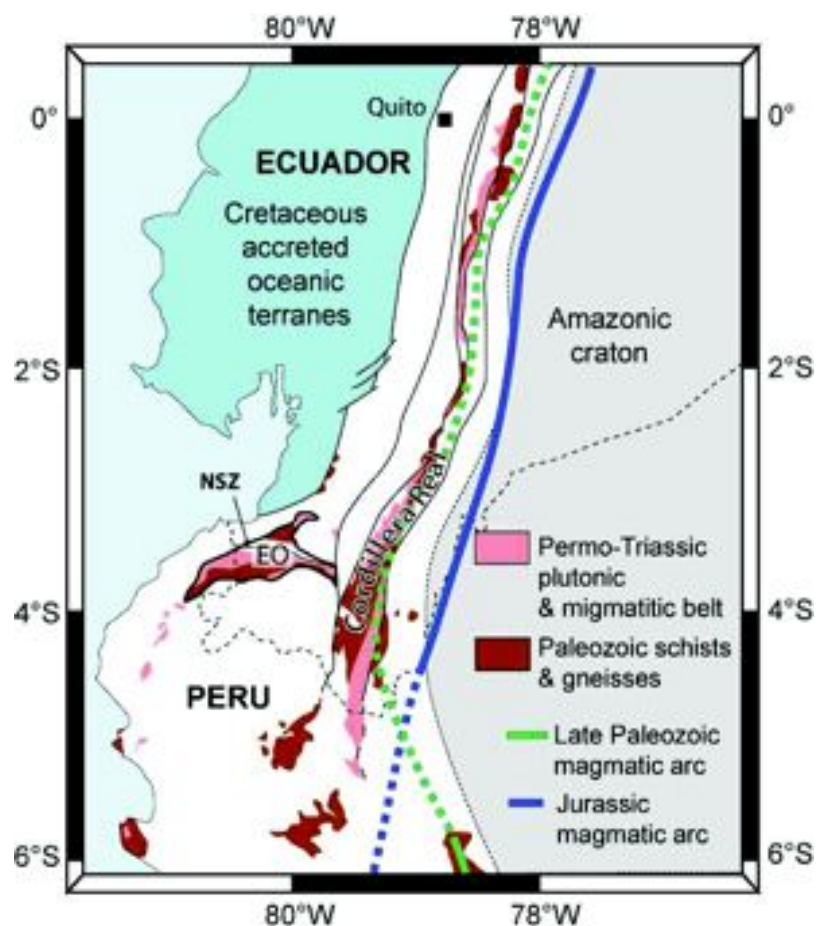


Fig. 1. Simplified geological map of Ecuador and northern Peru modified after Chew *et al.* (2007) showing the location of the El Oro metamorphic complex. EO, El Oro; NSZ, Naranjo Shear Zone.

In SW Ecuador various metamorphic terranes of both continental and oceanic affinity constituting the El Oro province (Feininger, 1982) were renamed as the “El Oro metamorphic complex” by Aspden *et al.* (1995). This complex is characterized by discordant, E–W striking structures, within the NNE striking Andean orogenic belt (Fig. 1). The El Oro metamorphic complex is bounded to the south by the Cretaceous volcano–sedimentary sequence of the Celica–Lancones basin (Jaillard *et al.*, 1996), to the NE by Tertiary volcanic deposits and to the NW by Cenozoic, recent deposits. Following the terminology of Feininger (1978), adapted by Gabriele (2002), we distinguished three tectono–metamorphic groups for the El Oro metamorphic complex. (1) The Biron complex, north of the La Palma–Guayabo shear zone, consists of metasediment, migmatitic paragneiss, granitoid, metadiorite and amphibolite with geochemical N–MORB type affinity (Gabriele, 2002). Ar–Ar radiometric datings on biotite in migmatites and in metadiorites yielded  $75.5 \pm 2.3$  Ma and  $78.4 \pm 0.5$  Ma, respectively. Pb–Pb datings on monazites by Noble *et al.* (1997) yielded  $78 \pm 1$  Ma and  $82 \pm 1$  Ma and three U–Pb zircon analyses lay on a reverse discordia with a lower intercept at  $200 \pm 30$  Ma. Noble *et al.* (1997) interpreted the lower intercept at  $200 \pm 30$  Ma as the age of crystallization of the granitoid and attribute monazite ages to a later episode of deformation and metamorphism. (2) South of the Palma–Guayabo shear zone, the Raspas complex (Feininger, 1980) constitutes an ophiolitic massif made of the El Toro metaperidotitic unit and the Raspas eclogitic unit (Gabriele *et al.*, 2003; John *et al.*, 2010). Radiometric dating on phengite yielded  $\sim 127$  Ma (Ar/Ar method) interpreted as the exhumation age (Feininger and Silberman, 1982; Gabriele, 2002). (3) The El Oro metamorphic complex is located between the Raspas complex and the Cretaceous Celica–Lancones basin (Figs 1 & 2). It is made of the juxtaposition of late Paleozoic sediments (Martinez, 1970) metamorphosed at Triassic times (Aspden *et al.*, 1995) with the Piedras gabbroic unit (Aspden *et al.*, 1992b) and with the Arenillas–Panupalí Triassic blueschist unit (Gabriele, 2002). From south to north (Fig. 2), the continental sequence is composed of: the El Tigre and La Victoria low to high grade metapelitic units, intruded by the Marcabeli S–type granitoid at  $227 \pm 0.5$  Ma (U–Pb on zircon, Noble *et al.*, 1997), and, of the La Bocana migmatitic unit dated at  $219 \pm 22$  Ma (Sm/Nd whole–rock/garnet isochron, Aspden *et al.*, 1995). In the Piedras gabbroic unit, U–Pb ages on zircon yielded  $221 \pm 17$  Ma (Noble *et al.*, 1997) and radiometric ages on amphibole yielded  $226 \pm 1.8$  Ma (Gabriele, 2002). Geochemical studies indicate a MORB–type affinity for the Piedras gabbroic unit

(Aspden *et al.*, 1995; Gabriele, 2002; Bosch *et al.*, 2002). Both the Piedras and the Arenillas–Panupalí units were retrogressed under greenschist facies conditions.

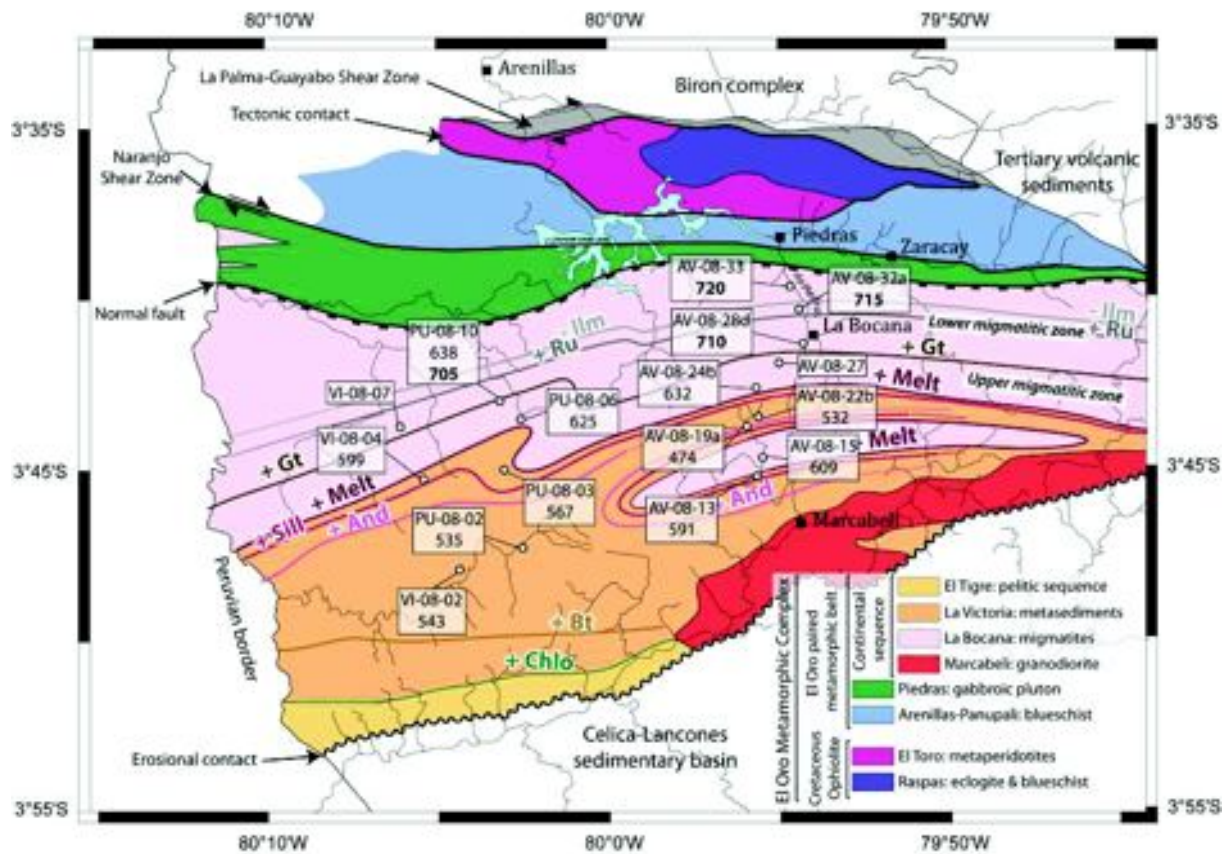


Fig. 2. Geological map of the western part of the El-Oro metamorphic complex of Ecuador modified after Feininger (1978) and Aspden *et al.* (1995). The map shows the different tectono-metamorphic units. The main contacts, metamorphic isograds, the location of the studied samples are also indicated, and our thermometric results are indicated (regular = RSCM thermometry; Bold = pseudosection thermometry). In unmolten metasediments we find good correlation between metamorphic isograds and estimated temperature with the RSCM; in the migmatitic zone the calibration limit of the RSCM thermometer is reached (640 °C) and temperatures are underestimated in comparison with the wet solidus (~650°C) and pseudosection in garnet bearing migmatites (~710°C).

Previous studies of the El Oro metamorphic complex were achieved by Feininger (1978), Aspden *et al.* (1995) and Gabriele (2002). Feininger mapped the Ecuadorian part of the massif, west of Piedras and Marcabeli. The whole Ecuadorian El–Oro metamorphic complex was mapped by Aspden *et al.* (1995). Gabriele (2002) mainly worked on the Early Cretaceous eclogitic Ráspas complex and on the vicinity of this complex. South of the El Oro complex, the semi–pelitic sequence of the El Tigre unit is probably Devonian in age, based on paleontological evidences from northern Peru (Martínez, 1970). This unit strikes approximately east–west and strongly dips to the north (50–60°). It is composed of turbidites with slump structures (Aspden *et al.*, 1992a). On its southern boundary the El Tigre unit is unconformably overlain by the Cretaceous sediments of the Celica–Lancones basin. Toward the north, the appearance of chlorite and biotite (Fig. 2) marks a diffuse transition zone between the low metamorphic grade El Tigre unit and the middle to high metamorphic grade La Victoria unit. The La Victoria unit is constituted by a sequence of metamorphosed metapelites and metapsammites similar to that of the El Tigre unit. To the North, the La Victoria unit is typically composed of biotite ± muscovite ± fibrolite, albite and quartz with andalusite porphyroblasts. The Marcabeli S–type granitoid is intrusive in the La Victoria unit as an elongated E–W trending laccolitic body. This pluton principally consists of medium–grained biotite ± muscovite granodiorites, with local hornblende–rich xenoliths (Aspden *et al.*, 1995). The contact between the La Victoria unit and the La Bocana unit corresponds to a complicated syn– to late–magmatic dextral shear zones (Aspden *et al.*, 1995), the play of which is coeval with sillimanite crystallization (Feininger, 1978). These shear zones show subvertical foliation. Few kilometers north of the Marcabeli locality, Feininger (1978) mapped this contact as folded (Fig. 2), since a lens of the La Bocana unit crops out within the metasediments of the La Victoria unit. Moreover, the metamorphic isogrades follow the structure, implying that folding was post–metamorphic. The La Bocana unit (Fig. 2) has been described by Aspden *et al.* (1995) in the locality of the same name. According to them the unit is mainly composed of garnet–bearing granitoid and lesser amount of metatexites. North of the La Bocana unit, the contact with the Piedras unit (Fig. 2) is recognized as tectonic (Aspden *et al.*, 1995; Gabriele, 2002). However amphibolite xenoliths at the base of the La Bocana unit and granitic bodies within the Piedras unit, suggest that the contact was originally intrusive (Aspden *et al.*, 1995). The Piedras unit strikes east–west, and strongly dips to the

south (70–90°); it forms a 3 to 5 km thick layer. This unit is mainly made of amphibolites retrogressed under greenschist facies conditions, and shows variable textures, massive to gneissic, fine to coarse-grained (Gabriele, 2002). It can be traced from the Peruvian border for about 60 km to the east (Aspden & Litherland, 1992). The contact zone between the Piedras unit and the Arenillas–Panupalí unit forms the Naranjo shear zone (Gabriele, 2002). The Arenillas–Panupalí unit roughly strikes east–west and presents a sub–vertical foliation. It forms a 40 km long, and 0.5 to 5 km wide belt. This unit is composed of metabasalts and metasediments retrogressed under greenschist facies, with blueschist relics. Gabriele (2002) estimated the peak P–T conditions of this unit at 9 kbar and 300 °C with garnet + glaucophane + titanite paragenesis (Aspden *et al.*, 1995; Gabriele, 2002).

The El Oro metamorphic complex was first interpreted as a continental terrane accreted to the Andean margin during late Jurassic – early Cretaceous times (Mourier *et al.*, 1988). Aspden *et al.* (1995) carried out an extensive geological survey in the El Oro metamorphic complex with preliminary field, geochemical and geochronological data. As a conclusion of their study, they interpreted the El Oro complex as a tectonic mélange formed in a Jurassic accretionary prism, preserving in the southern part an HT metamorphosed and migmatized unit of late Triassic age. On the basis of the presence of garnet and glaucophane, they considered the Arenillas–Panupalí blueschist as part of the Late Jurassic–Early Cretaceous Raspas ophiolitic complex (Aspden & Litherland, 1992; Aspden *et al.* 1992a). Aspden *et al.* (1995) also suggested that the emplacement of the gabbroic Piedras unit into the active shear zone provided the heat source for crustal anatexis and formation of the S–type Marcabeli granitoid in HT–LP conditions.

More recently, based on the MORB geochemical affinity and radiometric ages on glaucophane at  $225.3 \pm 1.7$  Ma, Gabriele (2002) described the Arenillas–Panupalí unit as a new tectono–metamorphic blueschist unit located between the Raspas complex to the north, and the Piedras unit to the south. Based on the geochemical MORB–type affinity and on the radiometric age of  $226 \pm 1.8$  Ma of the Piedras unit, Gabriele (2002) interpreted this unit as originated during a pre–Jurassic subduction subsequently accreted to the continental margin. However, according to Noble *et al.* (1994), the zircon of the Piedras unit are of magmatic

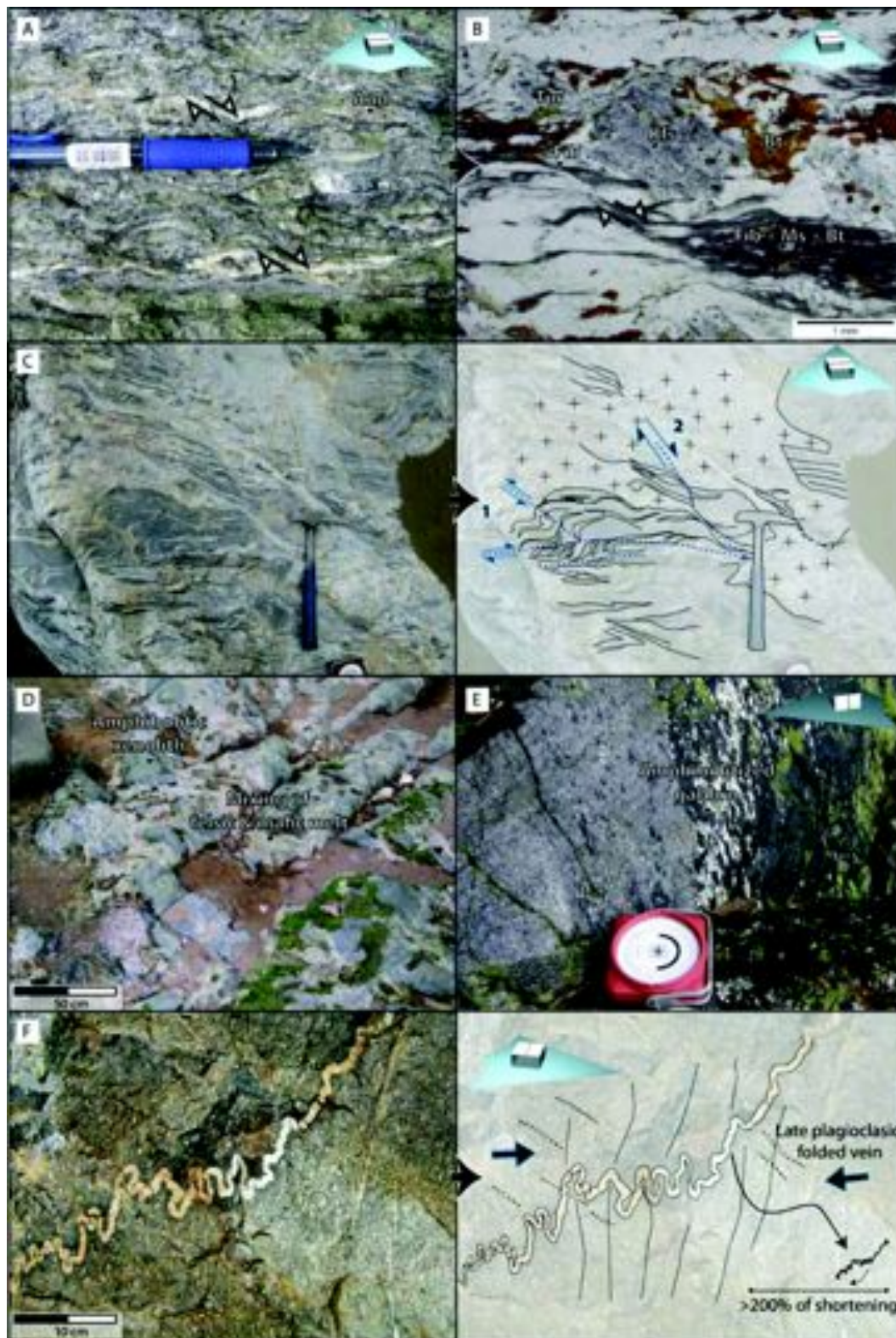


origin and hence, the age of  $221 \pm 17$  Ma is considered to be the crystallization age, ruling out the oceanic origin. In addition, although the Piedras unit shows a MORB-type signature, it is mainly made of amphibolites, with relict of gabbroic textures, and no pillow basalt or sediments have been observed, thus favoring a magmatic origin. The continental sequence exhibits a northward increase in metamorphic temperature conditions (Feininger, 1978). According to Gabriele (2002), this increase in thermal conditions from low-grade metasediments (El Tigre and La Victoria units) to high-grade migmatites (La Bocana unit) is related to the thermal gradient of a crustal sequence. He explains the present-day geometry with subvertical foliation to be the result of tilting of the entire sequence due to a major tectonic event of late Triassic age ( $\sim 220$ Ma).

As stated above, contradictions or incomplete investigations are arising from previous studies. To propose a coherent geodynamical model for the Triassic history of the El Oro metamorphic complex, this study focuses on datings, and on estimates of the pressure–temperature (P–T) metamorphic conditions undergone during the anatexis event.

## FIELD RELATIONSHIPS

We carried out two extensive field campaigns in the El Oro metamorphic complex in order to clarify the structural and petrological relationships between the sub-units. From south to north, we focused our study on two subparallel cross-sections starting from the Cretaceous contact of the Celica–Lancones basin to the eclogitic unit of Raspas. Studied samples are shown in Figure 2. As Feininger (1978) and Aspden *et al.* (1995), we observe the same metamorphic evolution from south to north in the La Victoria unit. Kinematic indicators (Fig. 3a,b) largely exhibit dextral transtensive apparent movement (Aspden *et al.*, 1995). However, the contact between the unmolten metasediments of the La Victoria unit and the migmatitic La Bocana unit is progressive and not tectonic as suggested by Aspden *et al.* (1995). The southernmost evidences of partial melting in the La Victoria unit are represented by leucocratic veins emplaced within the unmolten metasediments (Fig. 4a). However the transition from the La Victoria to the La Bocana units is marked by the apparition of *in situ* melting and metatexites.



*Fig. 3. Photograph of the HT units of the El Oro metamorphic complex. (a) Photograph of AV-08-15 outcrop of the La Victoria unit, dextral transtensive apparent kinematics indicators are indicated by the black arrows. (b) photomicrograph of AV-08-15 under polarized light, K-feldspar is recrystallized at rim by fibrolite  $\pm$  white mica  $\pm$  biotite, underlining the high temperature foliation with dextral transtensive apparent movement (black arrows); (c) metatexite of the upper migmatitic zone, melt are percolating within resistant melanocratic layers, also showing a apparent dextral transtensive movement; (d) photograph of mixing zone between the Piedras unit and the La Bocana unit, gabbroic melt and acid melt are mixed (see Fig.5h), numerous mafic xenoliths are present; (e) photograph of the typical gabbroic textures of the Piedras unit; (f) photograph of the highly strained contact zone between the Piedras unit and the Arenillas–Panupali unit, unfolding of the plagioclase vein yields  $>200\%$  of shortening. Insert blue arrows represent the north direction lying in a horizontal plane, the enlighten face of the cube shows the observed plane surface of the outcrop compared with the horizontal, and finally the line on the enlighten face of the cube shows the azimuth of the foliation.*

Along the eastern cross-section, the migmatitic succession of the La Bocana unit appears 3 km south of the locality of La Bocana (Fig. 2). This succession can be followed along the Rio Piedras with almost no interruption from the low melt fraction metatexites to the south, to the high melt fraction mesocratic diatexites to the north (Figs. 2& 4). Foliation is subvertical or strongly dipping to the south. The migmatitic succession starts with the appearance of small pockets of *in situ* melts that are only generated in fertile layers (Fig. 4, zone 2). As the fraction of melt increases in metatextitic migmatites, the sparse pockets of melts become connected (Fig. 4, zone 3). A psammite–pelite original layering similar to the La Victoria is still present and shows complex geometries due to contrasted rheological behavior controlled by the different melt amount or melt network. Leucocratic and melanocratic parts within pelitic layer are often folded together and crosscut by leucocratic vein. Psammitic layers are less fertile (lower muscovite content) and more competent, and show dilatant structures (Figs 3b & 4c), which allow leaching and facilitate circulation of melt throughout the crustal pile. Close to the garnet zone, melting affects the whole metasedimentary pile (Fig. 4, zone 4) forming diatexites with large amounts of rafts of

resistant lithologies (unmelted bodies, of mainly quartz rich lithologies). Further north, garnet crystallizes and the volume of restitic lithologies (biotite rich) decreases drastically. Within this 7 km thick zone, melting becomes rapidly homogeneous and early structures are erased. Resulting textures are mesocratic to melanocratic diatexites with variable proportion of biotite and garnet. Throughout this zone, sillimanite mode decreases and metamorphic grade increases northward. Paleosome appears only as large rafts of resistant lithologies. As we go northward in the garnet bearing migmatitic layer, quartzitic and resistant bodies are being consumed, and are almost absent near the contact with the Piedras unit. Apparent kinematics indicators largely exhibit dextral transtension (Figs 3a & b) and roughly north–south dilatant structures (Fig. 3b). Features of escaping melt in competent layers (Fig. 4 zone 2 and 3) trend generally north–south and show a southward melt percolation (initially upward with respect to tilting, Gabriele, 2002). Close to the locality of Piedras the contact between the La Bocana and the Piedras unit is tectonic and exhibits normal ductile faulting with top to the south movement. In the western part, this contact zone exhibits mafic xenoliths (Fig. 2) and dioritic melts that percolate on a short distance (up to 100m) into the La Bocana unit (Fig. 3c). Resulting textures are produced by a mingling and/or mixing of acid and basic melts (Fig. 3d). The Piedras unit as described by Aspdén *et al.* (1995) is made of saussuritized metagabbros (now mainly amphibolites, Fig. 3d). In addition, we found ultramafic lenses with relicts of olivine along the eastern cross–section, south of the Piedras locality. Further north, the contact between the Piedras and Arenillas–Panupalí units (Naranjo Shear Zone) is diffuse and highly deformed with dextral transpressive apparent movement (Fig. 3e). In addition, we observed limited volume of serpentine within the Arenillas–Panupalí unit (up to 10%).



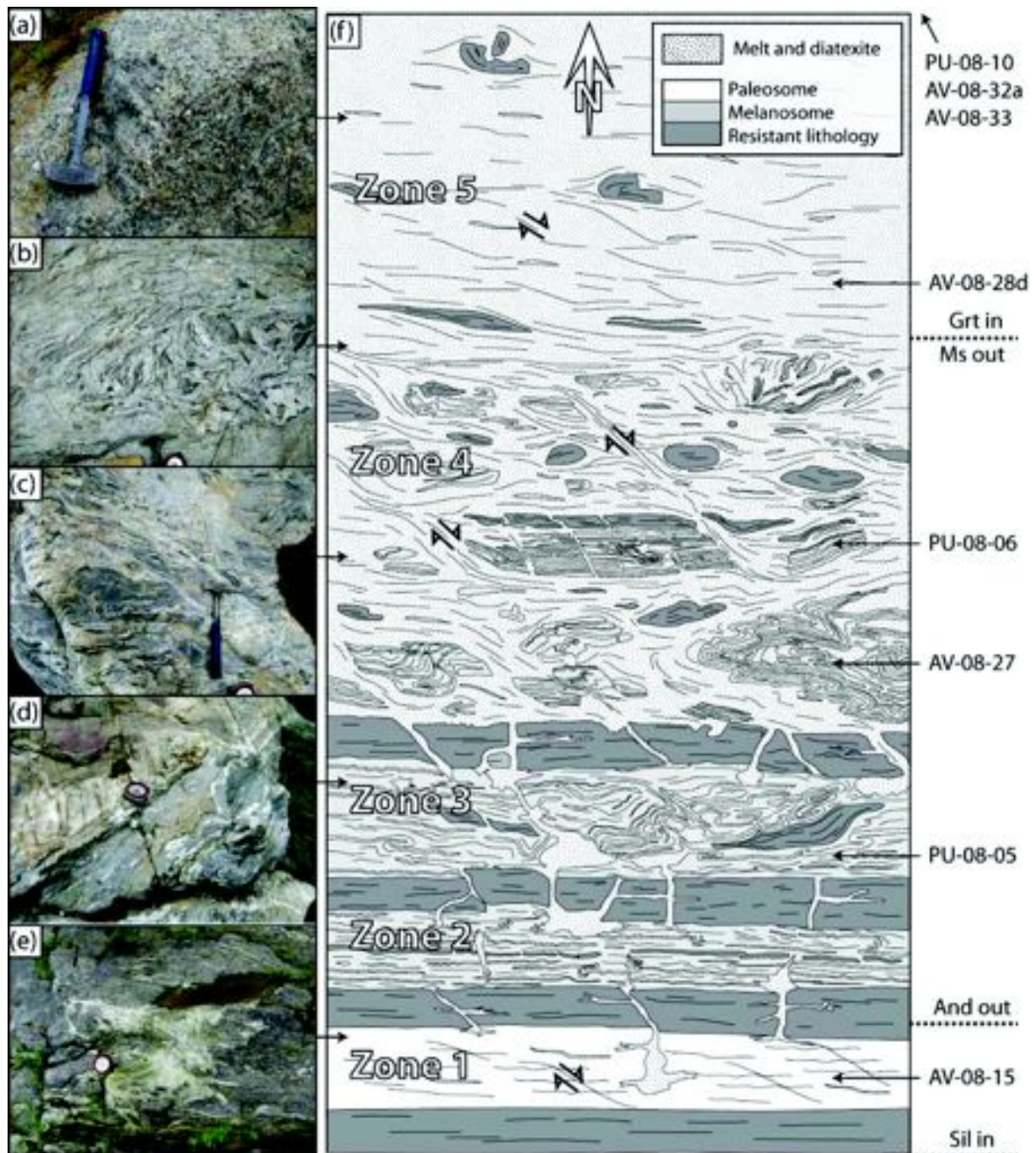


Fig. 4. Migmatitic log of the upper part of the La Bocana unit. (a–e), photographs of outcrops in relation to their structural level in the migmatitic log; (f) schematic log representing the upper migmatitic section for a 4 km thick; internal structures are purposely magnified and the different generations of leucosomes are not distinguished; zone 1: first appearance of melt with a very low fraction of in situ melting; zone 2: melting occurs through white-mica

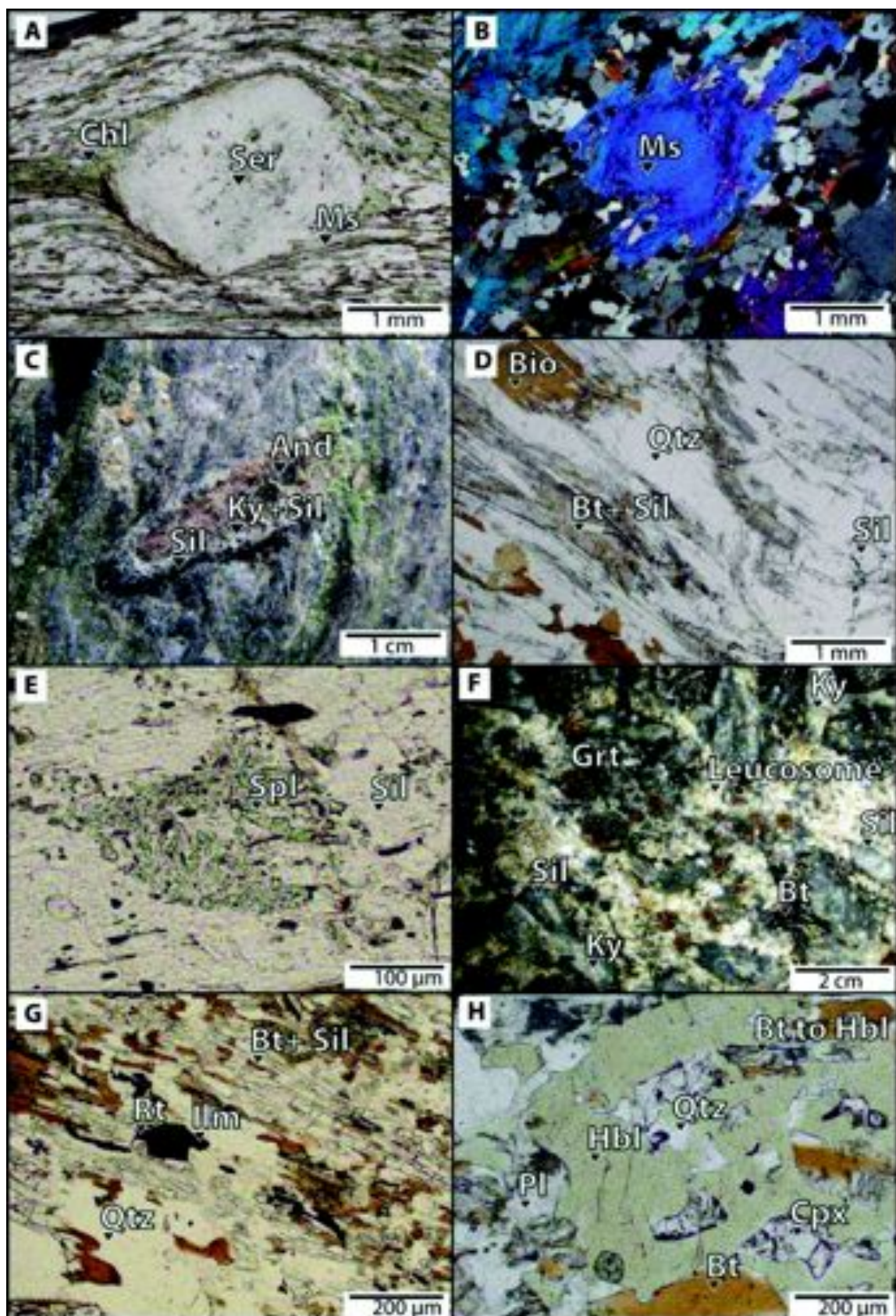


*dehydration in the pelitic rich layers producing metatexites and melt fraction is inferior to 25%; between the zones 1 to 2, 2 to 3 and 3 to 4, psammitic layers poor in micas, are not, or weakly affected by in situ melting; zone 3: melt fraction increases, but the metatexitic texture is still dominant and several generations of leucosomes can be observed; they are either folded with restitic layers or crosscutting the former ones; as the melt fraction increases, metatexites becomes diatexites of zone 4 with large rafts of resistant bodies (quartz rich); zone 5: garnet appears and the volume of resistant lithologies decreases. The migmatites acquire homogeneous diatexitic magma like rheology and no syn-migmatitic preferred orientation can be seen, at least at the macroscopic scale.*

## **PETROGRAPHY AND MINERAL ASSEMBLAGES**

Mineral assemblages of the continental sequence are described from the low grade metasediments of the La Victoria unit to the south, to the high grade molten metasediments of the La Bocana unit to the north. Location of studied samples is shown in the Fig. 2 and characteristic mineral assemblages are presented in Table 1.

Mineral abbreviations used in figures and tables are from Kretz (1983).



*Fig. 5. Photograph of metasediments, under polarized light (a, d, e, g, h), under polarized and analyzed light (b) and macroscopic view (c, f). (a) ghost of detrital K-feldspar pseudomorphosed in micron-scale white mica; (b) detrital K-feldspar pseudomorphosed in white-mica in middle metamorphic grade: the initial outer rim of the detrital K-feldspar is preserved and underlined by carbonaceous matter; (c) AV-08-15 sample, andalusite is statically replaced by kyanite at rim and main foliation is underlined by finely crystallized fibrolite and biotite; (d) biotite-sillimanite peritectic aggregates produced by dehydration melting of white-mica at the boundary of large grain of quartz; (e) spinel inclusions in sillimanite; (f) macroscopic view of a highly restitic garnet bearing migmatite with leucosome and associated peritectic garnet; note the associated destabilization of kyanite toward sillimanite; (g) characteristic texture and mineral assemblage of garnet bearing migmatites, rutile and ilmenite are in equilibrium; (h) typical paragenesis of the mixing zone between the Piedras gabbroic unit and the La Bocana migmatitic unit.*

### **La Victoria metapelites**

Near the boundary between El Tigre and La Victoria units, metapelites are composed of the chlorite + biotite + quartz + plagioclase mineral assemblage, thus defining a chlorite-biotite zone. Farther north, in the biotite zone (Fig. 2), the characteristic mineral assemblage is biotite + white-mica + quartz + K-feldspar + plagioclase. K-feldspar occurs as roundish crystals deflecting the foliation, and recrystallized in white-mica at rim. In the psammitic layers, the mineral assemblage is dominated by quartz and subordinate biotite and white-mica. In some highly pelitic schists (AV-08-22b, Table 1) the characteristic mineral assemblage changes to chlorite + biotite + white-mica + quartz  $\pm$  plagioclase with ghost of K-feldspar porphyroclast entirely recrystallized in micron-scale white-mica (Fig. 5a). In the upper grade biotite zone, sericitized porphyroclast are replaced by white-mica (Fig. 5b). Original shape of the K-feldspar is still preserved within the white-mica, underlined by roughly circular inclusions of fine aggregate of carbonaceous matter. In the andalusite zone (Fig. 2) (AV-08-19b, Table 1), the characteristic mineral assemblage is biotite + white-mica + andalusite + quartz + K-feldspar + plagioclase. Farther north, andalusite is progressively replaced by fibrolite (Feininger, 1978). Although cordierite is widely cited in this unit by

Aspden *et al.* (1995), we did not observe this mineral. In the narrow andalusite–fribolite zone, the characteristic assemblage is andalusite + sillimanite + biotite + white-mica + quartz + K–feldspar + plagioclase  $\pm$  kyanite (AV–08–15, Table 1). Weakly strained chiasolitic andalusite occurs as large porphyroblasts up to 5 cm. On the external part of the crystals, andalusite is statically replaced by kyanite. On the rim of the andalusite/kyanite porphyroblasts, kyanite is replaced by biotite and fine fibers of sillimanite (Fig. 5c). The fine fibers of sillimanite mark the main foliation, which deflects the prior foliation with dextral transtensive apparent movement.

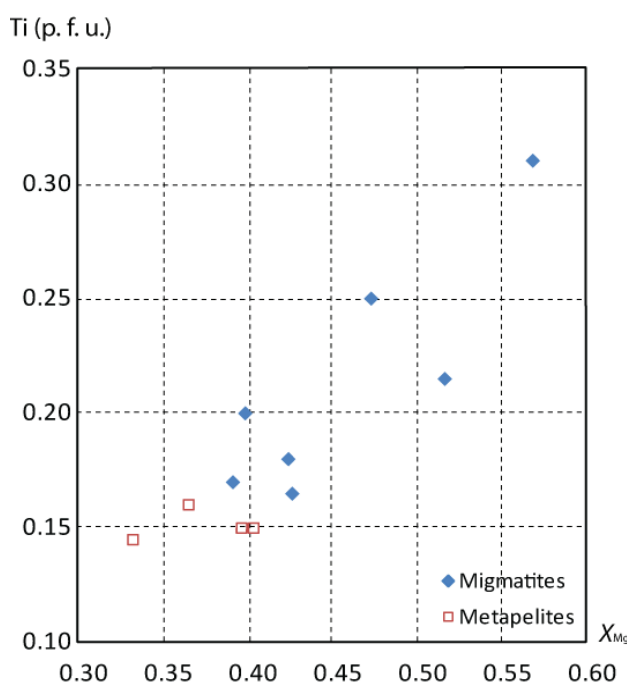


Fig. 6. Ti versus  $X_{Mg}$  diagram of biotite. The diagram shows a linear tendency from sediments with low Ti and  $X_{Mg}$  content of 0.15 and 0.35 to 0.40 respectively, to migmatites with higher Ti and  $X_{Mg}$  content.

The andalusite–fribolite assemblage is transitional to the anatectic zone. The coexistence of the three aluminosilicates is a rare feature. Textural relationships show that the crystallization sequence was: andalusite, kyanite, and sillimanite. This suggests a clockwise P–T path that looped around the  $Al_2SiO_5$  triple point as observed by Whitney (2002). Kyanite



crystallization from andalusite documents the burial of the sequence, while crystallization of sillimanite shows heating and/or decompression.

### **La Bocana migmatites**

On the basis of the mineralogical assemblage, we distinguished two sub-units in the La Bocana unit. Near the contact with the unmolten metasediments of the La Victoria unit, the upper migmatitic zone is characterized by metatexites without garnet (Fig. 4, zones 1 to 4). The lower migmatitic zone is characterized by garnet-bearing diatexites (Fig. 4 zones 5). In the eastern cross-section, it begins near the locality of La Bocana and extends northward to the Piedras unit.

In the upper migmatitic zone (Fig. 4, zone 4), the melanosome characteristic mineral assemblage is biotite + sillimanite + quartz + K-feldspar + plagioclase ± white-mica ± spinel (Fig. 5g). Sillimanite occurs as prismatic aggregate of minerals associated with lath-shaped biotite and K-feldspar. Spinel is present as small inclusions of hercynite within large prismatic sillimanite (Fig. 5e). Fibrolite occurs on the outer rim of prismatic sillimanite often surrounded by late white-mica. Leucocratic layers exhibit larger grain size, and are dominated by quartz, plagioclase and K-feldspar. Biotite occurs, either as well crystallized or as interstitial grains. Late white-mica occurs as late interstitial crystals at grain boundaries of plagioclase and K-feldspar or as a product of plagioclase interaction with stagnant residual melt. In the upper migmatite zone, garnet, orthopyroxene and cordierite are absent from the samples examined in this study. Biotite is present in every sample and its Ti content increases toward the north (Fig. 6). Hence, melting of the metasedimentary rocks occurred in this zone within the stability field of the biotite at temperature <800 °C (Vielzeuf and Holloway, 1988; Patiño Douce and Harris, 1998) and involved principally muscovite breakdown. Two major melting reactions are thought to occur in this zone, either by fluid-present or fluid-absent white-mica dehydration melting (Thompson and Tracy, 1979; Patiño Douce and Harris, 1998):



and



In the lower migmatitic zone, the most significant microstructure associated with partial melting is the segregation of felsic material surrounding peritectic products, erasing pre-melting structures and leading to the formation of relatively homogeneous mesocratic to melanocratic migmatites (Fig. 4e). Neither preferred orientation, nor migmatitic foliation can be recognized, at least at the macroscopic scale. Characteristic mineral assemblage is biotite + garnet + sillimanite + quartz + K-feldspar + plagioclase  $\pm$  spinel. Garnet contains inclusions of biotite, prismatic sillimanite and plagioclase, ilmenite and/or rutile. In the north of the lower migmatitic zone, garnet becomes skeletal and highly elongated, and sillimanite content decreases. Biotite occurs, either as elongated lath-shaped aggregate together with sillimanite, or as interstitial grains within quartz + plagioclase + K-feldspar rich layers (Fig. 5g). In the lower migmatitic zone white-mica is almost absent. In few samples, however, white-mica appears as overgrowing plagioclase and K-feldspar. This is a common low-temperature alteration product. The appearance of garnet, absence of white-mica and decreasing sillimanite content toward higher metamorphic grade imply incongruent melting produced by biotite dehydration (Vielzeuf and Holloway, 1988; Patiño-Douce & Johnston, 1991):



and



Whether reactions 3 and 4 produce K-feldspar as peritectic phase is dependent on the activity of H<sub>2</sub>O (Carrington and Watt, 1995).

Along the western cross-section, at the transition zone between the upper and lower migmatitic zone, garnet is associated in highly restitic layers with metastable kyanite replaced by large sillimanite (Fig. 5f). Recrystallization of kyanite to sillimanite records the switch from higher pressure and/or cooler temperature to anatectic conditions. The presence of ilmenite and/or rutile in studied samples exhibits a south to north variability (Table 1, Fig. 2).

In the la Victoria unit only ilmenite has been observed. Instead, in the lower migmatitic zone, we observe a layer with both ilmenite and rutile. North on this area only rutile is observed (see Fig. 2). Ilmenite and rutile are the two chief minerals of titanium as ilmenite and rutile are stable at low and high pressure, respectively. This shows that the pressure condition increases northward. In AV-08-28d, ilmenite is present in the matrix with relict rutile cores, whereas rutile is not observed as inclusion in garnet. Crystallization of sillimanite from kyanite and of ilmenite from rutile shows that the continental sequence recorded heating and decompression, which is coherent with the P-T path around the  $\text{Al}_2\text{O}_3$  triple point observed in AV-08-15. Furthermore, the lack of rutile inclusions in garnet for AV-08-28d indicates that decompression started before garnet crystallization.

### **Piedras amphibolites**

In the Piedras unit, the characteristic mineral assemblage is hornblende + plagioclase + titanite + epidote + actinolite  $\pm$  quartz  $\pm$  clinopyroxene. Relict clinopyroxene are rare and are always replaced by hornblende (Aspden *et al.*, 1995). Plagioclase is widely saussuritized, and epidote and actinolite represent minerals retrogressed under greenschist facies conditions. Near the locality of Piedras, we identified ultramafic lenses (Fig. 2) with the olivine + serpentine + magnetite  $\pm$  clinopyroxene characteristic mineral assemblage. In the western cross-section, in the contact zone with the La Bocana migmatites, mingling between acid and basic magmas (Fig. 3c) produced a characteristic mineral assemblage made of hornblende + clinopyroxene + biotite + quartz + plagioclase (Fig. 5h). This implies that the Piedras gabbroic unit is an *in situ* magmatic body emplaced during Triassic times (Aspden *et al.*, 1995; Noble *et al.*, 1997), and is not an oceanic terrane tectonically underplated, as suggested by Gabriele (2002) and Bosch *et al.* (2002).

### **Arenillas–Panupalí blueschists**

The Arenillas–Panupalí unit is mainly represented by metabasalts metamorphosed under blueschist facies conditions, which underwent intense greenschist-facies overprint. Pressure peak metamorphic conditions are characterized by the garnet + glaucophane + titanite assemblage (Gabriele, 2002). The greenschist overprint is documented by

crystallization of fine-grained albite, chlorite and epidote, and by glaucophane destabilization that produced mainly barroisite and actinolite (Gabriele, 2002).

## MINERAL CHEMISTRY

Representative analyses of garnet are presented in Table 2. Almost all garnets are found in the lower migmatitic zone, and are interpreted as peritectic phases (no sub-solidus garnet). Garnet exhibits no or little chemical variations from core to rim.  $X_{\text{Alm}}$  content from sample to sample (Table 2) ranges from 0.80 to 0.83,  $X_{\text{Prp}}$  content from 0.13 to 0.20,  $X_{\text{Grs}}$  from 0.02 to 0.04 and  $X_{\text{Sps}}$  from 0.02 to 0.06.  $X_{\text{Alm}}$  and  $X_{\text{Prp}}$  variations between different samples reflect their differences in FeO and MgO bulk composition (Table 5). Representative analyses of biotite are presented in Table 3. In metasediments, the biotite  $X_{\text{Mg}}$  ranges from 0.33 to 0.40 in metapelites and from 0.37 to 0.62 in migmatites (Fig. 6). Ti content per formulae unit (p. f. u.) varies from 0.15 for unmolten metapelites to a range of 0.17 to 0.31 for migmatites (Fig. 6). CaO content is low ( $< 0.1$  wt%). MnO content varies from 0.17 to 0.48 wt% for metapelites and low grade migmatites (without garnet), whereas in garnet bearing migmatites, MnO content varies from 0.05 to 0.17 wt%. White-mica is present in metapelites as a prograde and peak T phase, whereas in garnet bearing migmatite, white-mica occurs as a retrograde phase that result from saussuritization of feldspar or late back reaction from melt. In metapelites and migmatites, white-mica show no significant compositional difference. They are muscovite rich ( $X_{\text{Mu}} > 0.80$ ) with  $X_{\text{Cel}}$  accounting for the rest. Si content (p. f. u. ) ranges from 3.00 to 3.05. In metapelite, plagioclase has high  $X_{\text{Ab}}$  between 0.75 to 0.85. In high grade metapelites close to the anatectic zone, plagioclase is zoned and exhibits slight enrichment in  $X_{\text{Ab}}$  from core to rim (0.77 to 0.83). In migmatites, plagioclase composition is more variable and  $X_{\text{Ab}}$  ranges from 0.60 to 1.00. Plagioclase is widely destabilized in symplectite of micron-scale white-mica + plagioclase with lower  $X_{\text{An}}$ .

## THERMOBAROMETRY

Thermobarometry has been performed combining three independent approaches: the Raman Spectroscopy on Carbonaceous Matter thermometry (RSCM), pseudosections thermobarometry and Fe-Mg thermometry.



## RSCM thermometry and garnet-biotite thermometry

As carbonaceous material is present in all metasediments of the continental sequence, we used RSCM thermometry, which is based on the degree of organization of carbonaceous material. This method gives estimates on the maximal temperature ( $T_{\max} \pm 50$  °C) undergone by the rocks (Beyssac *et al.*, 2002) for thermal conditions between 330 °C and 640 °C. RSCM thermometry is very suitable for low to middle grade metamorphic rocks (e.g. Beyssac *et al.*, 2004), in which there is restricted numbers of thermometers. RSCM is also applied on middle to relatively high grade metamorphic rocks up to the complete graphitization at  $T \sim 640^{\circ}\text{C}$  (Robert *et al.*, 2010). Table 4 shows the RSCM thermometry results.  $T_{\max}$  estimated with the RSCM method, range from 475 to 640 °C, with a general thermal increase from North to South.

PU-08-03 is the only unmolten metasediment in which we observe small grains of garnet. Garnet-biotite thermometer on this sample gives temperatures of  $556 \pm 40$  °C and  $571 \pm 40$  °C, with the calibrations of Ferry and Spear (1978) and Perchuk and Lavrent'eva (1983), respectively.  $T_{\max}$  with RSCM thermometry on the same sample gives  $567 \pm 50$  °C, which is in very good agreement with the garnet-biotite temperature (Table 4). For high grade migmatitic samples, inclusions of graphite were rare and often located at the surface of the host minerals. Few analyses were carried out on these samples (3–5 spectra per sample), but the obtained spectra are of good quality ( $1\sigma < 8$ ).  $T_{\max}$  obtained in migmatites are close from the graphitization  $T$  and are indicative of minimum temperature. We observe no discrepancy between the peak  $T$  mineralogical assemblages and the RSCM thermometry.

## Pseudosections

$P$ – $T$  and  $T$ – $X$  pseudosections have been calculated (1) to estimate metamorphic  $P$ – $T$  conditions and more particularly conditions of partial melting, and (2) to determine the type of prograde melting reactions. Phase relations have been modeled in the TiMnNKFMASH system using Perple\_X'07 software (Connolly, 2005) and the internally consistent thermodynamic database of Holland and Powell (1998). Bulk rock composition, solution models and endmember phases considered in the modeling are listed in Tables 5 and 6,

respectively. Although the  $\text{TiO}_2$  component is a minor component, it has been included to the model in order to take into account the rutile/ilmenite transition observed along the cross-section (Fig. 2, Table 1).

### *Metasediments*

We selected one metapsammite (VI-08-04) and one metapelite (AV-08-19b) belonging to different structural level of the La Victoria unit in order to constrain the evolution of the P-T conditions within the metasedimentary sequence. VI-08-04 and AV-08-19b are located in the narrow sillimanite zone and in the andalusite zone, respectively (Fig. 2). Destabilization of  $\text{H}_2\text{O}$ -free minerals (andalusite and K-feldspar) into hydrated minerals (biotite, white-mica and chlorite) is widely observed in the metasediments and implies local addition of water into the system (Fig. 3a,b). In the high grade metasediments of the La Victoria Unit, the association of biotite + sillimanite  $\pm$  white-mica defines the high temperature foliation (Fig. 5b). In VI-08-04 (Fig. 7a), absence of andalusite and staurolite, and relict K-feldspar replaced by white-mica, constrains the pressure of the observed mineral assemblage at  $4.2 \pm 0.5$  kbar at  $600^\circ\text{C}$ . In AV-08-19b (Fig. 7b), andalusite and K-feldspar are observed as relict mineral widely replaced by white-mica, biotite, and chlorite. The constrained pressure of the observed mineralogical assemblage is of  $2.5 \pm 1$  kbar at  $474^\circ\text{C}$ .

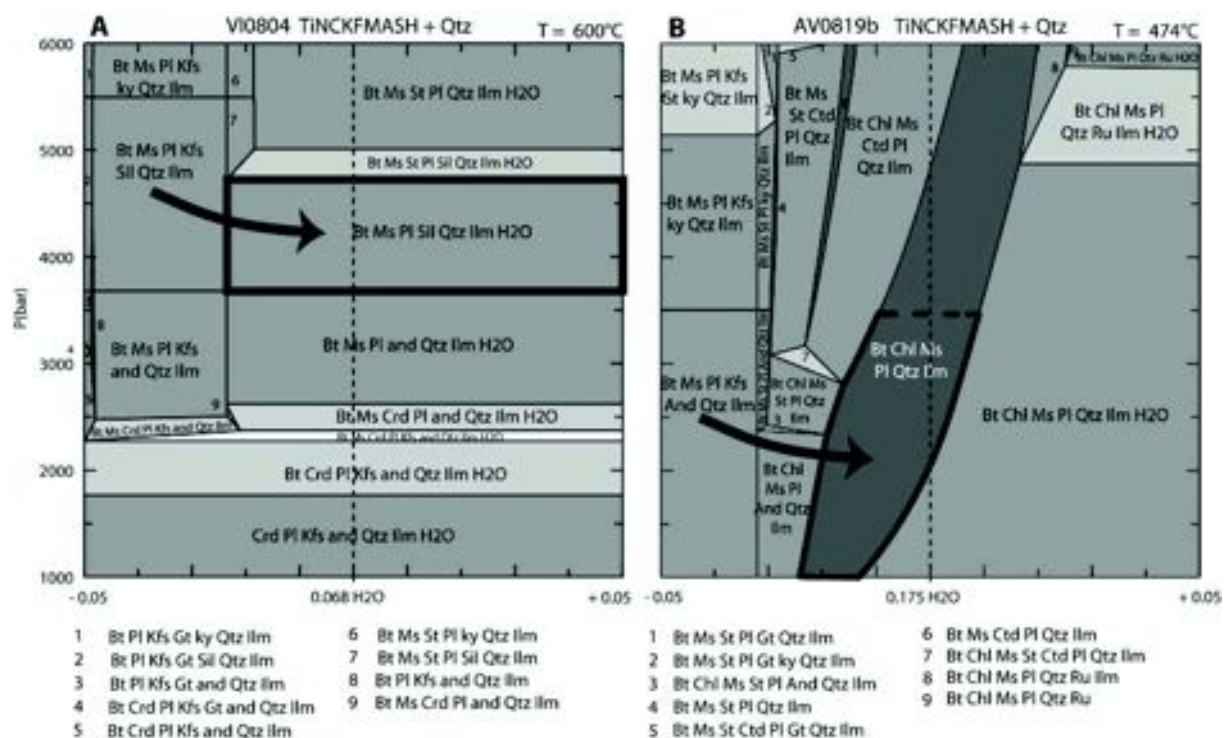


Fig. 7. *P*-*X* pseudosections in metasedimentary rocks in the TiMnNKFMASH system. (a) VI-08-04 metapsammitic sample; (b) AV-08-19b metapelitic sample; the used compositions are indicated on the left side in mol; heavy black line boxes represent the peak *T* conditions for the related observed mineralogical assemblage; the heavy black arrows represent the *P*-*T* path estimated based on the relicts mineral, to the peak *T* observed mineralogical assemblages. No shading = field divariant, then light to dark shading = increasing the variance (trivariant, quadrivariant, etc.).

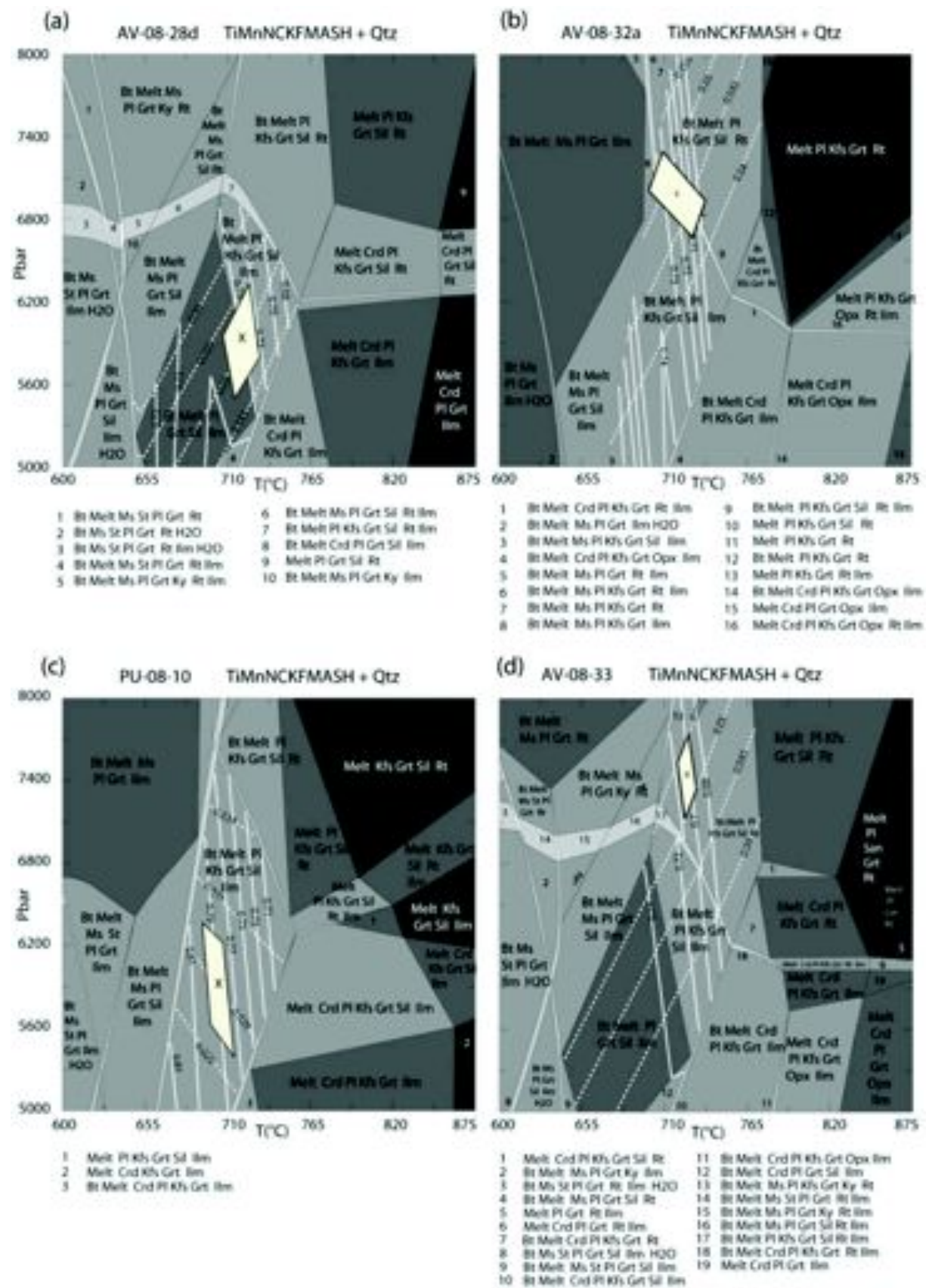
#### Garnet bearing migmatites

Four garnet-bearing migmatites with minor evidences of reequilibration and back-melting crystallization of biotite have been selected. Three samples belongs to the eastern cross-section near the La Bocana locality and represent different structural levels: AV-08-28d (Fig. 8a), AV-08-32a (Fig. 8b) and AV-08-33 (Fig. 8d) (see position in Fig. 4). The fourth sample, PU-08-10 (Fig. 8c), which is located in the same upper structural level as sample AV-08-27, belongs to the western cross-section; it has been selected to compare temperatures obtained by pseudosection and RSCM thermometry. Used bulk compositions are

presented in Table 5. Water content in the  $P$ – $T$  pseudosections is kept constant for the entire range of  $P$ – $T$  conditions, such as the solidus and sub-solidus assemblages are water saturated. This water content was estimated for each sample by calculating a  $T$ – $X_{H_2O}$  pseudosection at fixed pressure. The chosen water conditions correspond to the minimum amount of water necessary to saturate the sub-solidus assemblage just below the solidus.

All our pseudosections were made with the assumption that the bulk composition of our samples during garnet crystallization remained the same until present-day. However, melt loss or gain is a widely accepted feature of migmatites (*e.g.* Kriegsman 2001, Brown 2002, 2007; White and Powell 2002) and strongly influences the bulk composition and consequently, the mineral assemblage of the rocks. Moreover, the  $H_2O$  content has also important consequences on the conditions of partial melting and on the stability field of the mineral assemblage. In order to investigate the effect of melt transfer and  $H_2O$  content, we considered  $T$ – $X_{melt}$  pseudosections and  $T$ – $X_{H_2O}$  and  $P$ – $X_{H_2O}$  pseudosections.  $T$ – $X_{melt}$  pseudosections show the characteristic migmatitic mineral assemblage field, the positions of  $X_{Alm}$  and  $X_{Grs}$  isopleths and thus peak  $P$ – $T$  conditions estimates, are poorly affected by either loss, or gain, of melt. Effect of  $X_{H_2O}$  has been determined in AV-08-28d at fixed pressure (6 kbar); resulting pseudosections show that small variations of  $X_{Grs}$  and  $X_{Alm}$  in the garnet + melt + plagioclase + K-feldspar + biotite + sillimanite field are coherent with the flat garnet profiles and fairly represents the peak  $P$ – $T$  conditions of garnet equilibration.





*Fig. 8. P–T pseudosections in garnet bearing migmatites in the TiMnNKFMASH system. (a), AV–08–28d; (b) AV–08–32a; (c) PU–08–10; (d) AV–08–33. Bulk compositions used for each pseudosection are reported in Table 5; isopleths of almandine (Alm) and grossular (Grs) are plotted in heavy and dashed white line, respectively and are plotted in the field of the observed peak P–T mineralogical assemblage; white boxes represent the P–T conditions of garnet equilibration i.e. when measured composition of garnet matches the theoretical composition constructed by isopleths. No shading = field divariant, then light to dark shading = increasing the variance (trivariant, quadrivariant, etc.).*

The supra-solidus domain (Fig. 8) is characterized by the occurrence of two thin and low variance stability fields that correspond to the white-mica dehydration melting reaction at ~670–700 °C (reactions 1 and 2) and biotite dehydration melting reaction at 710–770 °C (reactions 3 and 4). These two fields bound the assemblage of interest, biotite + garnet + sillimanite + plagioclase + quartz + melt with rutile and/or ilmenite. The stability of Ti-bearing oxide provides a good constrain for pressure. Rutile-bearing assemblages that have been observed in the lowest structural domains (e.g. sample AV–08–33, Fig. 8) are restricted to pressure conditions above 6.5 to 7.0 kbar. P–T conditions were refined by contouring the grossular and almandine content of garnet on each P–T pseudosections. It appears that temperature is constant (700 to 720 °C) across the La Bocana unit. Pressure continuously increases towards the north from  $5.8 \pm 0.5$  (AV–08–28d, Fig. 8) to  $7.4 \pm 0.5$  kbar (AV–08–33, Fig. 8). These P–T conditions are consistent with the predicted stable assemblage and more particularly with the Ti-bearing oxide evolution observed from south to north (Table 1, Fig. 2).

## GEOCHRONOLOGICAL RESULTS

U-Th-Pb data obtained by SHRIMP and LA-ICPMS methods on zircon and monazite are presented in Table 7 and 8, and in Figure 9.

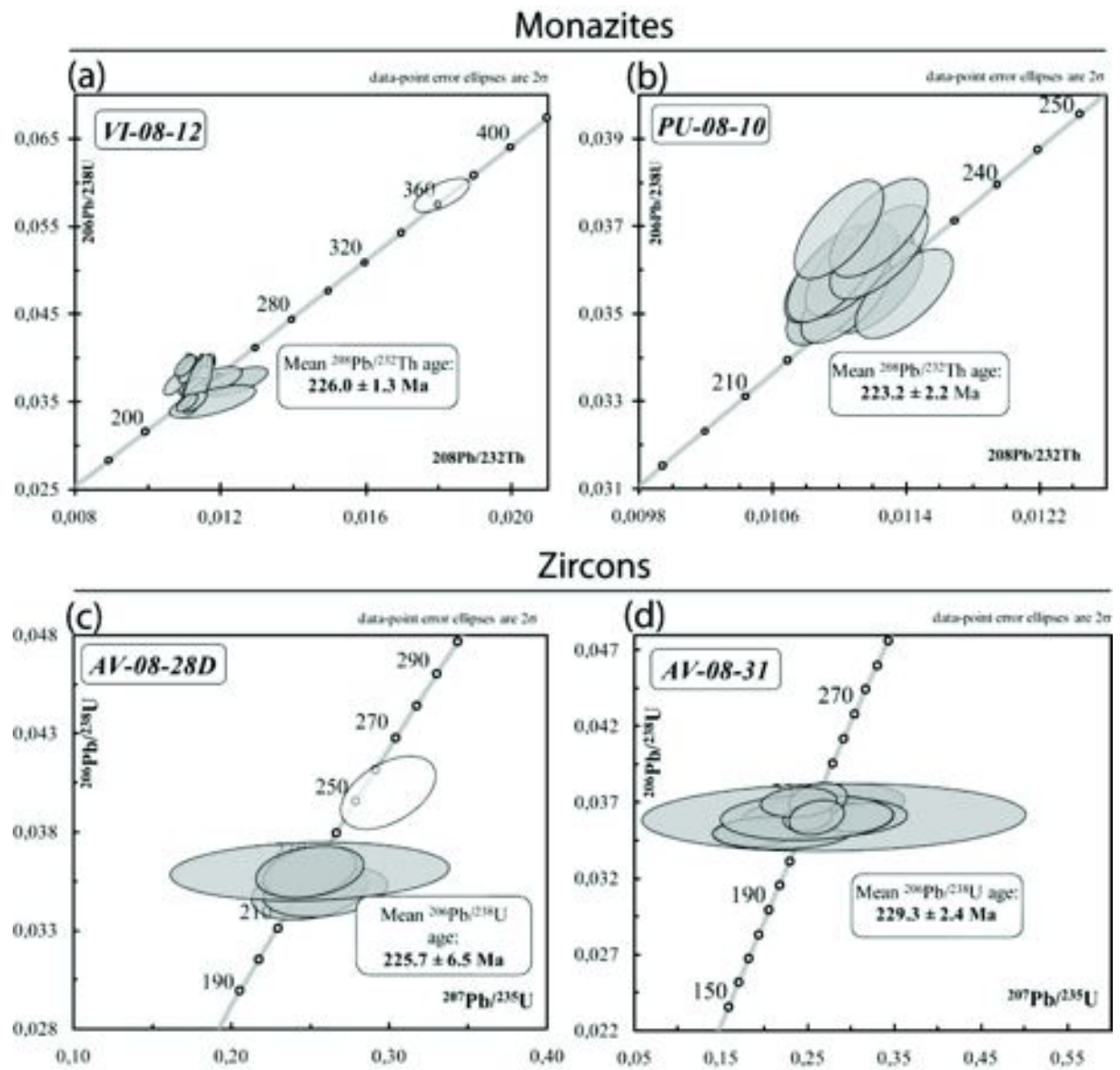


Fig. 9. Geochronological results of La Bocana migmatites. (a,b);  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  versus  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{U}$  diagram of monazites from VI-08-12 and AV-08-31 samples; the mean  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{U}$  age is indicated; (c,d) Concordia diagram of zircons from AV-08-28d and AV-08-31 samples, the mean  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age is indicated.

## Monazites

Ten subhedral and eighteen anhedral monazite grains were *in situ* dated in thin section with LA-ICMPS, for the PU-08-10 and VI-08-12 garnet-bearing migmatitic samples of the

La Bocana unit, respectively. They are compositionally homogeneous: no zoning was observed with the SEM. Monazite  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$  ages for PU-08-10 range from  $228.9 \pm 4.7$  to  $219.9 \pm 4.5$  and give a mean age of  $223.2 \pm 2.2$  Ma (Fig. 9). There is no inherited age. Monazite  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$  ages for VI-08-12 range from  $229 \pm 7$  to  $219 \pm 5$  Ma and give a mean age of  $226.0 \pm 1.3$  Ma (Fig. 9a), with no inherited age but for one grain dated at  $363 \pm 12$  Ma that probably records an older magmatic event. Analyzed grains 1 and 2 of VI-08-12 sample exhibit a Th/U ratio of  $\sim 0.7$  and  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$  ages of  $250 \pm 15$  Ma and  $236 \pm 14$  Ma. The Th/U ratio ( $\sim 0.7$ ) is not that of monazite but is consistent with xenotime.  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$  dating on xenotime yielded older ages with higher error and were not taken into account to calculate the mean age. In the two studied samples,  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$  and  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages are statistically consistent, although  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages are slightly older.

### Zircon

Fourteen and ten zircon grains were imaged and *in situ* dated using SHRIMP for the AV-08-31 and AV-08-28d garnet bearing migmatitic samples of the La Bocana unit, respectively. The grains are subhedral to rounded, and are usually composite with a core surrounded by multiple rims. Most of the crystal cores are detrital and characterized by a corroded outline. These cores exhibit a magmatic Th/U ratio ( $>0.1$ ) and yield  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages ranging from late Archean to Ordovician. Rims are characterized by metamorphic Th/U ratio (0.01 to 0.1) and are concordant. U contents are lower in the inherited core (90–120 ppm) than in the rim (230–280 ppm).  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages on rims of AV-08-31 are ranging from  $236 \pm 3$  to  $224 \pm 3$  Ma, with a mean age of  $229 \pm 2.4$  Ma (Fig. 9d). Rim  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages of AV-08-28d range from  $221 \pm 4$  Ma to  $229 \pm 3$  Ma, with a mean age of  $225.7 \pm 6.5$  (Fig. 9c). No systematic dating was achieved on multiple overgrowths. However, ages obtained from the rims yielded undistinguishable Late Triassic ages within the error. Since the mean ages of the two dated samples are close, the age distribution unravels multiple melting/crystallization stages on a short period of time, rather than one single crystallization episode. This is supported by field evidences, which show different generation of melt, *i.e.* different episodes of crystallization within migmatites.

### DISCUSSION

Petrological, thermobarometric and geochronological informations acquired in this study are combined to reconstruct the thermal structure and the possible evolution of the south–western Ecuadorian margin during Late Triassic times.

### **Geochronological implications**

The U–Th–Pb *in situ* ages on garnet–bearing migmatites of the La Bocana unit are coherent, but more precise than the age of  $219 \pm 22$  Ma obtained by Sm/Nd whole–rock/garnet isochron on similar migmatites (Aspden *et al.*, 1992). The Piedras unit has been dated at  $221 \pm 17$  Ma with U–Pb method on magmatic zircons (Noble *et al.*, 1997), and at  $226 \pm 1.8$  Ma with Ar/Ar method on hornblende (Gabriele, 2002). These two ages constrain the age of emplacement and crystallization of the Piedras gabbroic unit before  $226 \pm 1.8$  Ma. The migmatitic ages obtained in this study (235–220 Ma) are compatible with a single Triassic thermal event producing the Piedras gabbroic unit and the Marcabeli S–type granitoid unit ( $227.5 \pm 0.8$  Ma, Noble *et al.*, 1997). The Ar/Ar age of  $225.3 \pm 1.7$  Ma on glaucophane (Gabriele, 2002) for the Arenillas–Panupalí blueschist unit records either the cooling of the rock below  $550 \pm 50$  °C isotherm (Harrison, 1981), or the crystallization conditions of the mineral formed at temperature below  $550 \pm 50$  °C. The peak P–T conditions of the Arenillas–Panupalí unit have been estimated at 9 kbar and 300 °C (Gabriele, 2002), therefore the age at  $226 \pm 1.8$  Ma dates the timing of the blueschist facies metamorphism. This age is statistically identical to the thermal event. However, the Arenillas–Panupalí blueschist unit, which is retrogressed in greenschist facies (Gabriele, 2002), did not undergo any high temperature overprint. Therefore underplating of the Arenillas–Panupalí oceanic unit postdated the thermal event. This interpretation is supported by the lack of zoning in migmatite garnets, which precludes a long cooling period. The timing of underthrusting of the Arenillas–Panupalí blueschist unit has important implications for the geological interpretation. Indeed, the only setting to create blueschists is a subduction context (Ernst, 1988) and their exhumations mainly occur in forearc region (Cloos and Schreve, 1996; Guillot *et al.*, 2009). The age similarity for the whole Late Triassic metamorphic belt of El Oro massif implies that subduction was the only possible geodynamical setting that originated anatexis and subsequent blueschist underplating.



## P–T conditions

Estimates of P–T conditions in metamorphic complex are of primary interest and are highly dependent on the geodynamical setting. The continental sequence of the El Oro metamorphic core complex is interpreted either as a regional shear zone undergoing partial melting (Aspden *et al.*, 1995), or as a tilted continental sequence (Gabriele, 2002). Increase in metamorphic grade to the north from unmetamorphic sediments to high grade migmatites was then interpreted either as resulting from the closing from the shear zone (Aspden *et al.*, 1995), or as due to normal deepening in the crustal sequence (Gabriele, 2002). However no metamorphic investigations were achieved in order to validate these hypotheses. Here, we present the P–T metamorphic study of the HT–LP group of the El Oro paired metamorphic belt. Estimates of the peak P–T conditions of the complex of El Oro have been done by mineralogical, RSCM thermometry and pseudosections/isopleths throughout highly contrasted lithologies. Peak temperature and pressure data are compiled in Fig. 10. Our results show an excellent correlation between increasing temperature and growing pressure conditions toward the north. This is supported by the commonly observed southward escape path structures of melt, which must have been originally upward. Consequently the present–day geometry of the El Oro metamorphic complex is not representative of its Late Triassic geometry. As proposed by Gabriele (2002) on the basis of the increasing temperature conditions, the continental sequence has been tilted to acquire its present–day subvertical foliation. Because the Early Cretaceous Raspas eclogitic complex and the Biron group also exhibit subvertical foliation (Aspden *et al.*, 1995; Gabriele, 2002), tilting must have occurred during or after exhumation of the Raspas complex, *i.e.* in the Late Cretaceous or later. The present–day geometry has to be rotated  $\sim 90^\circ$  clockwise along an east–west axis in order to reconstruct the original geometry during the thermal event. Rotation of the present day transtensive dextral movement provides a low angle top–to–the–east or top–to–the–west normal movement during migmatization. Extension during Late Triassic times is supported by our mineralogical study: relict rutile in ilmenite core records decompression which started before garnet crystallization and the commonly observed kyanite recrystallization into sillimanite during migmatization. Extension is also widely admitted in north–western South America during that time (*e.g.* Vinasco *et al.*, 2006; Mišković *et al.*, 2009).

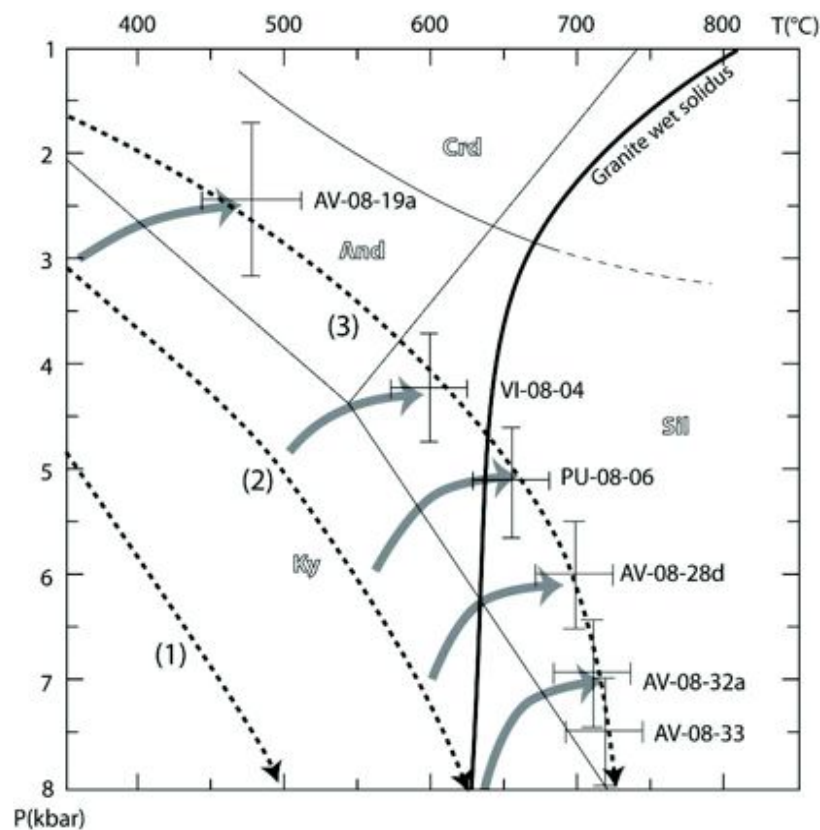


Fig.10. *P–T* diagram of El Oro metamorphic complex. Thermal peak *T* conditions of studied samples are reported with their relative error bar; (1) normal conductive geothermal gradient in continental crust (after Stüwe et al., 2007); (2) favored geothermal gradient before the Triassic thermal event; (3) geothermal gradient during the Triassic thermal event. Large arrows with heavy line represent the *P–T* path underwent by the El Oro complex from geothermal gradient (2) to (3). Wet granite solidus comes from Cesare et al., (2003). Position of the triple point of the aluminosilicates is from Pattison (1992).

Because the main metamorphic event of the continental sequence occurred during early Late Triassic times, the pressure–temperature estimates (Fig. 10) are direct proxies of the geothermal gradient during the thermal anomaly. The pre-anatectic mineral assemblage is recorded in the sample AV–08–15 by andalusite statically reequilibrated into kyanite. This indicates burial of the La Bocana unit, under a relatively cold geothermal gradient (geotherm 2 in Fig. 10), before the thermal event. The thermal event is marked by a strong temperature increase in all the studied samples, defining a hot geothermal gradient (geotherm 3 in Fig. 10).

This Late Triassic geotherm exhibits two segments. In the upper unit, the geotherm shape is convex with high  $dT/dP$ , whereas in the lower unit, the geotherm shape is linear, almost vertical, with very low  $dT/dP$ . The migmatitic layer is about 10 km thick. In the upper part, in the 2.5 km thick white-mica dehydration melting zone, temperature rises from sub-solidus conditions to 700 °C, thus representing a thermal gradient of 40 °C/km (down to 5.5 kbar) (Fig. 10). In contrast, temperature estimates in the garnet bearing migmatites of La Bocana (7 km thick) is rather constant, ranging from 700 to 720 °C, which exhibits a thermal gradient of 5 °C/km. However, in this part pressure increases northward from 5.5 to 8 kbar (Fig. 10). This suggests that in the lower zone, temperature is buffered by latent heat of melting (*i.e.* Thomson *et al.*, 1995). Although the isothermal gradient could be explained by melting buffering alone, the high amount of melt, and the lack of oriented structures and magmatic fabric within the garnet-bearing migmatites, suggest that convective motions occurred throughout the lower migmatitic zone.

### Heat source

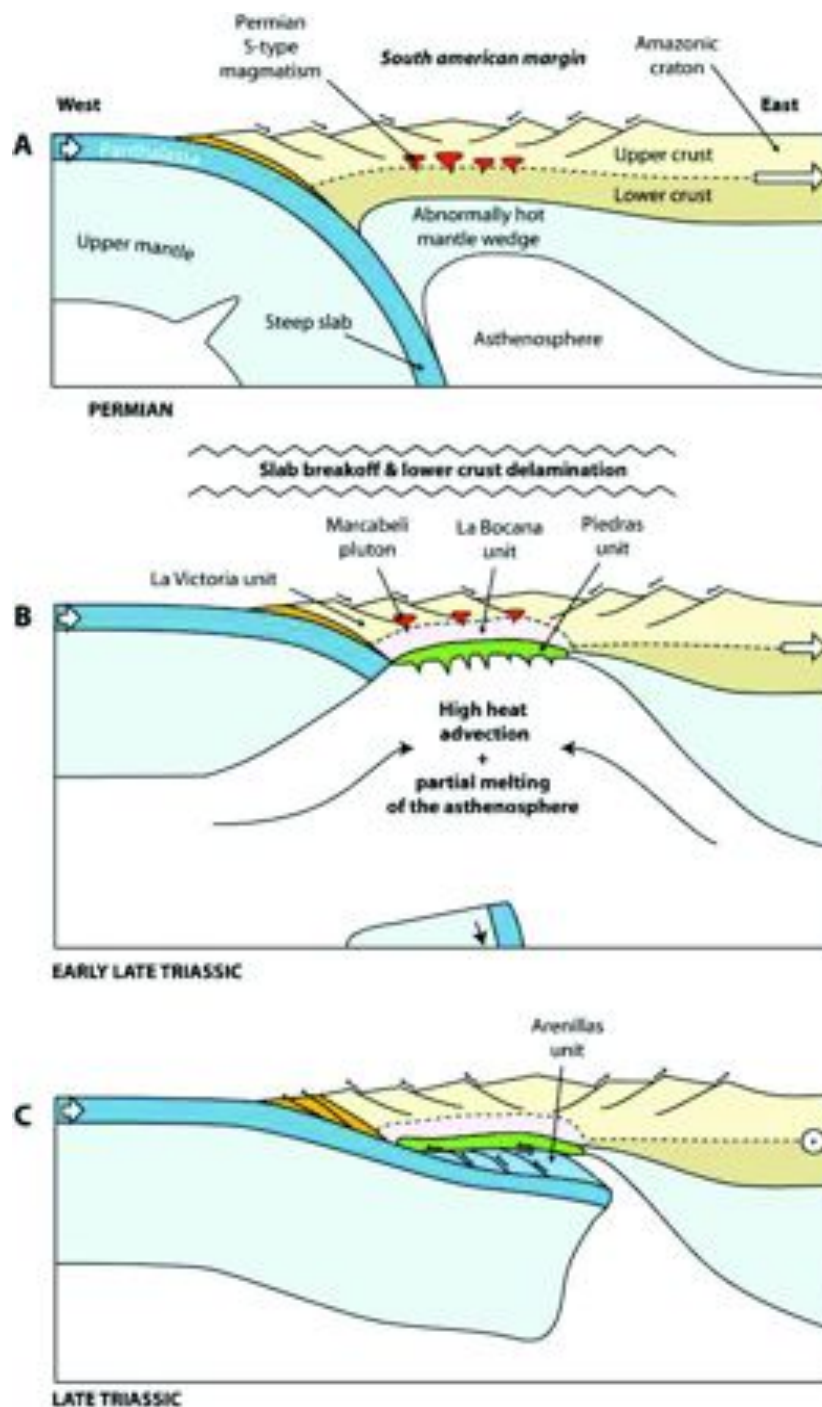
Migmatization of the semi-pelitic sequence of the La Bocana unit, *i.e.* switching from relatively cool to high geothermal gradient requires heat input into the system. Three main possible ways can provide additional heat to a continental crust (Hupper and Spark, 1988; Bergantz, 1992): (1) crustal thinning and isotherm tightening, (2) crustal thickening and enhanced radiogenic production, (3) emplacement of plutonic body close to, or within the system. The very strong convex geothermal gradient for the upper El Oro units cannot be explained by thermal conduction alone. We suggests that this strong apparent geothermal gradient results from the combined effect of crustal thinning, and heat input in the La Bocana garnet-bearing migmatites. We propose that crustal anatexis occurred, due to a combination of crustal thinning, heat transfer from the magmatic underplating of the Piedras unit, and latent heat of crystallization of the latter. Based on structural (Figs 3a&b) and mineralogical evidences (rutile to ilmenite), the El Oro metamorphic complex underwent crustal thinning before and during migmatization. Even though crustal thinning likely played a role in the isotherms tightening, it was probably not the only heat source that provoked the anatectic event, since crustal thinning predates the thermal event.

In contrast, the magmatic emplacement of the high temperature ( $> 1000\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) gabbroic unit of Piedras before  $226 \pm 1.8\text{ Ma}$  at crustal root level (Noble *et al.*, 1997) provided likely the local heat source for migmatization (Aspden *et al.*, 1995). This assumption is supported by the presence of a relatively thin magma mixing zone ( $\sim 100\text{ m}$ ), where gabbroic melts from the Piedras gabbroic unit and granitic melt from the La Bocana unit can be observed. If we can locally attribute the main heat source to the emplacement of the Piedras unit, the formation of the Piedras gabbro itself remains an open question. Based on the MORB origin of the Piedras gabbro (Aspden *et al.*, 1995, Bosch *et al.*, 2002), we propose that upwelling and subsequent decompression of the asthenosphere beneath the forearc were able to produce MORB like magma.

### **Geodynamical framework**

While partial melting of a significant part of a forearc continental crustal section is a unique feature in the Andes, evidences of a Triassic tectono–thermal anomaly associated with granitic production are widespread all along the western South–American margin. From north to south, evidences of Triassic granitoid emplacement are observed by many authors, and are: Amaga Granitic Stock in Colombia at  $227.6 \pm 3.2\text{ Ma}$  (U–Pb, Vinasco *et al.*, 2006), Tres Lagunas peraluminous granite within the Cordillera real of Ecuador (see Fig. 1) at  $227.3 \pm 2.2\text{ Ma}$  (U–Pb, Litherland *et al.*, 1994; Noble *et al.*, 1997), Zongo granitoid in Bolivia at  $225.1 \pm 4\text{ Ma}$  (U–Pb, Farrar *et al.*, 1990), and Constitución granite in Chile at  $224 \pm 1\text{ Ma}$  (Pb–Pb, Willner *et al.*, 2005a,b). These authors agree that crustal thinning occurred during crustal melting and granitic intrusion. Based on the similar ages of Tres Lagunas granite and Marcabelli granitoid, Noble *et al.* (1997) proposed that the El Oro metamorphic complex and the Cordillera Real of Ecuador (Fig. 1) were contiguous during the emplacement of S–type granites. In Colombia and Ecuador, intrusions of the Amaga and Tres Lagunas granites were interpreted as reflecting the Tethyan rifting between North–and South–America (Aspden and Litherland, 1992). In Chile however, Willner *et al.* (2005b) interpreted the intrusion of the Constitución granite as indicating retreat of the subducting slab. The presence of an underplated oceanic slab (Arenillas–Panupalí unit) at  $225\text{ Ma}$  in the El Oro metamorphic complex implies that subduction was active at that time. This is not consistent with the model

of Aspden and Litherland (1992) who proposed that the thermal anomaly is related to the Tethyan rifting, and the model by Aspden *et al.* (1995) who proposed that the thermal anomaly is due to an active regional shear zone. Therefore, we assume that the thermal event affecting the Ecuadorian margin during Triassic times is related to an anomaly arising from subduction processes.





*Fig. 11. Geodynamical model of the Ecuadorian margin at Triassic times. (a) middle Triassic period, south America is moving eastward and the margin is affected by S-type magmatism likely due to the prior slab breakoff conditions; (b) early Late Triassic period, eastward movement of south America decreased and slab breakoff occurred, partial melting of the asthenosphere produces the emplacement of the MORB-type gabbro of the Piedras unit at crustal root level, and subsequent migmatization of the La Bocana unit; (c) Shortly after slab breakoff, subduction resumes and the Arenillas–Panupalí blueschist unit is underplated.*

During Permo–Triassic times, south America underwent a major shift in drift direction at 270–250 Ma from northward to eastward directed (Torsvik *et al.*, 2008; Tomezzoli, 2009; Geunal *et al.*, 2010). This change in plate motion results from the counter-clockwise rotation of Gondwana during that time and ended at late Triassic times, when South America resumed its movement toward the north (Torsvik *et al.*, 2008). We propose that this major inland migration of South America provoked altogether a rapid trench advance, a generalized extensional regime, and eventually slab breakoff (Fig. 11a). Slab breakoff triggered upwelling of the asthenosphere, the decompression and partial melting of which produced the MORB-type Piedras gabbroic unit. Subsequent underplating of the Piedras gabbroic unit at crustal root level (Fig. 11b) triggered migmatization of the semi-pelitic sequence of the La Bocana unit and emplacement of the Marcabeli S-type granitoid (Noble *et al.*, 1997). At the same time, inland migration of South America ceased (Torsvik *et al.*, 2008), and renewed subduction may account for the underplating of the Arenillas–Panupalí blueschist unit (Fig. 11c), and therefore, for rapid cooling of the El Oro metamorphic complex.

## CONCLUSION

According to our detailed thermo–barometric study of the El Oro metamorphic Complex, the evolution of the Late Triassic paired metamorphic belt of southwestern Ecuador can be summarized as follows.

After a relatively limited period of continental crustal thinning, melting of the Paleozoic psammopelitic sequence of La Bocana started at ~229 Ma. Crustal thinning and

emplacement of the Piedras gabbroic unit provided the heat source that enhanced crustal anatexis.

Melting of the metasediments occurred through white-mica and biotite dehydration processes. In the biotite dehydration melting zone, garnet was produced as the main peritectic phase, while modal percentage of biotite and sillimanite decreased with increasing metamorphic conditions. Peak P–T conditions estimates showed that crustal anatexis started at about 650 °C and ~4.5 kbar, and that temperature was buffered between 700 and 720 °C by biotite dehydration melting on a 7 km thick layer. The apparent geotherm was of about 40 °C/km and 5 °C/km in the upper crustal unit and in the lower buffered unit, respectively.

The occurrence of numerous granite intrusions during Triassic times along the South–American margin indicates that western South–American underwent a widespread thermal anomaly between 230 and 225 Ma, which produced large amounts of S–type granitoids. We attribute the tectonothermal event to as slab break–off due to the inland migration of South America during Permo–Triassic times. Slab break–off provoked upwelling and decompression of the asthenosphere, which underwent partial melting and provoked underplating of the MORB–type Piedras gabbroic unit, which in turn provided the heat flow necessary for migmatization of the continental sequence of the El Oro Complex. This tectono–thermal event was immediately followed by renewed subduction processes and the underplating of the Arenillas–Panupalí blueschist unit, which strongly contributed to the rapid cooling down of the forearc region of southwestern Ecuador.

Acknowledgements: This research was funded by the SEDIT programme (INSU, 2008–2009). We thank the IRD–Quito for the logistical support during the 2008 and 2010 field campaigns. We thank Francis Coeur, François Senebier and Jean-Luc Devidal, for their help in sample preparation and microprobe analysis. Arne Willner provided many helpful comments that helped us to focus and to clarify the ideas presented here.

## REFERENCES

- Aspden, J.A., Bonilla, W. & Duque, P., 1995. The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits. *Overseas Geology and Mineral Resources (British Geological Survey publication)*, 67.
- Aspden, J. A. & Litherland, M., 1992. The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205, 187–204.
- Aspden, J. A., Fortey, N., Litherland, M., Viteri, F. & Harrison, S. M., 1992a. Regional S-type granites in the Ecuadorian Andes: Possible remnants of the breakup of western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 6, 123–132.
- Aspden, J. A., Harrison, S. H. & Rundle, C. C., 1992b. New geochronological control for the tectonomagmatic evolution of the metamorphic basement, cordillera real and el-oro province of ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 6, 77–96.
- Bény-Bassez, C. & Rouzaud, J. N., 1985. Characterization of carbonaceous materials by correlated electron and optical microscopy and Raman microspectroscopy. In: *Scanning Electron Microscopy*, p. 119–132, SEM Inc, Chicago.
- Bergantz, G. W., 1992. Conjugate solidification and melting in multicomponent open and closed systems. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 35(2), 533–543.
- Beyssac, O., Bollinger, L., Avouac, J-P. & Goffé, B., 2004. Thermal metamorphism in the lesser Himalaya of Nepal determined from Raman spectroscopy of carbonaceous materiel. *Earth and Planetary Science Letters*, 225, 233–241.
- Beyssac, O., 2003. On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular spinelectroscopy*, 59, 2267–2276.

Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C. & Rouzaud, J. N., 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(9), 859–871.

Bosch, D., Gabriele, P., Lapierre, H., Malfere, J.-L. & Jaillard, E., 2002. Geodynamic significance of the Raspas Metamorphic Complex (SW Ecuador): geochemical and isotopic constraints. *Tectonophysics*, 345(1–4), 83–102.

Brown, M., 2002. Retrograde processes in migmatites and granulites revisited. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(1), 25–40.

Brown, M., 2007. Metamorphism, Plate Tectonics, and the Supercontinent Cycle. *Earth Science Frontiers*, 14(1), 1–18.

Brown, M., 2008. Characteristic thermal regimes of plate tectonics and their metamorphic imprint throughout Earth history : When did Earth first adopt a plate tectonics mode of behavior ? *Geological society of America, special papers*, 2440, 97–128.

Carrington, D. P. & Watt, G. R., 1995. A geochemical and experimental study of the role of K–feldspar during water–undersaturated melting of metapelites. *Chemical Geology*, 122(1–4), 59–76.

Cesare, B., Marchesi, C., Hermann, J. & Gómez-Pugnaire, M.T., 2003. Primary melt inclusions in andalusite from anatexitic graphitic metapelites: implications for the position of the  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  triple point. *Geology*, 31, 573–576.

Chew, D.M., Schaltegger, U., Košler, J., Whitehouse, M.J., Gutjahr, M., Spikings, R.A. & Miškovíc, A., 2007. U–Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north–central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 119, 697–711.

Cloos, M. & Shreve, R. L., 1996. Shear–zone thickness and the seismicity of Chilean– and Marianas–type subduction zones. *Geology*, 24(2), 107–110.

Compston, W., Williams, I.S., Kirschvink, J.L., Zichao Zh. & Guogan, M., 1992. Zircon ages for the Early Cambrian timescale, *Journal of Geological Society of London*, 149, 171–184.

Connolly, J. A. D., 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1–2), 524–541.

Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R. C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M. & Brousse, R., 1995. Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: Evidence from French Polynesia. *Chemical Geology*, 119(1–4), 115–138.

Ernst, W. G., 1988. Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist  $P$ – $T$  paths. *Geology*, 16(12), 1081–1084.

Farrar, E., Clark, A. & Heinrich, S., 1990. The age of the Zongo pluton and the tectonothermal evolution of the Zongo San–Gaban zone into the Cordillera Real, Bolivia. *Int. Symp. Andean Geodynamics, Grenoble*.

Feininger, T. & Silberman, M.L., 1982. K–Ar geochronology of basement rocks on the Northern Flank of the Huancabamba deflection, Ecuador. *U.S. Geological survey (Open-file report)*, 82–206.

Feininger, T., 1982. The metamorphic basement of Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 93(1), 87–92.

Feininger, T., 1980. Eclogite and related High–Pressure regional metamorphic rocks from the Andes of Ecuador. *Journal of Petrology*, 21, 107–140.

Feininger, T., 1978. Geologic map of Western El Oro Province. *Escuela Politecnica Nacional, Quito, Ecuador*.

Ferry, J.M. & Spear, F.S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 113–117.



Gabriele, P., 2002. HP Terranes exhumation in an active margin setting: geology, petrology and geochemistry of the Raspas complex in SW Ecuador. *Unpub. PhD Thesis, Lausanne University, Switzerland*.

Gabriele, P., Ballèvre, M., Jaillard, E. & Hernandez, J., 2003. Garnet–chloritoid–kyanite metapelites from the Raspas Complex (SW Ecuador): a key eclogite–facies assemblage. *European Journal of Mineralogy*, 15, 977–989.

Gardien, V., Lardeaux, J.M., Ledru, P., Allemand, P. & Guillot, S., 1997. Metamorphism during late orogenic extension: insights from the French Variscan belt. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168, 271–286.

Gasquet, D., Bertrand, J. M., Paquette, J. L., Lehmann, J., Ratzov, G., Guedes, R. D., Tiepolo, M., Boullier, A. M., Scaillet, S. & Nomade, S., 2010. Miocene to Messinian deformation and hydrothermal activity in a pre–Alpine basement massif of the French western Alps: new U–Th–Pb and argon ages from the Lauziere massif. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(3), 227–241.

Geunal, S.E., Escosteguy, D. & Limarino C.O., 2010. Paleomagnetism of the Carboniferous–Permian Patquía Formation, Paganzo basin, Argentina: implications for the apparent polar wander path for South America and Gondwana during the Late Palaeozoic. *Geologica Acta*, 8(4), 373–397.

Harrison, T. M. & McDougall, I., 1981. Excess  $^{40}\text{Ar}$  in metamorphic rocks from Brocken Hill, South Wales: implications for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra and the thermal history of the region. *Earth and Planetary Science Letters*, 55, 123–149.

Hodges, K.V., 2000. Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives. *Geological Society of America Bulletin*, 112(3), 324–350.

Huppert, H. E. & Sparks, R. S. J., 1988. The Generation of Granitic Magmas by Intrusion of Basalt into Continental Crust. *Journal of Petrology*, 29(3), 599–624.

Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L. & Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211, 47–69.

Jaillard, É., Laubacher, G., Bengtson, P., Dhondt, A. & Bulot, L., 1999. Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc "Celica–Lancones Basin" of Southwestern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 51–68.

Jaillard, É., Ordoñez, M., Bengtson, P., Berrones, G., Bonhomme, M., Jiménez, N. & Zambrano, I., 1996. Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of southwestern Ecuador during Late Cretaceous and Early Tertiary times. *Journal of South American Earth Sciences*, 9, 131–140.

John, T., Scherer, E.E., Schenk, V., Herms, P., Halama, R. & Garbe-Schönberg, 2010. Subducted seamounts in an eclogite-facies ophiolite sequence: the Andean Raspas Complex, SW Ecuador. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159, 265–284.

Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68(1–2), 277–279.

Kriegsman, L. M., 2001. Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos*, 56(1), 75–96.

Litherland, M., Aspden, J.A. & Jemielita, R.A., 1994. The metamorphic belts of Ecuador. *British Geological Survey, Overseas Memoir*, 11, 147 p.

Ludwig, K. J., 2003. Isoplot 3.00. *Berkeley Geochronology Center (special publication)*, 4, 1–70.

Martinez, M., 1970. Geología del basamento Paleozoico en las Montañas de Amotape y posible origen del petróleo en las rocas Paleozoicas del noreste de Perú. *Lima lo Congreso Latinoamericano de Geología*, No. 2, 105–138.

Milord, I., Sawyer, E. W. & Brown, M., 2001. Formation of Diatexite Migmatite and Granite Magma during Anatexis of Semi–pelitic Metasedimentary Rocks: an Example from St. Malo, France. *Journal of Petrology*, 42(3), 487–505.

Miyashiro, A., 1961. Evolution of Metamorphic Belts. *Journal of Petrology*, 2(3), 277–311.

Miyashiro, A., 1994. *Metamorphic petrology*. Oxford University Press, New York.

Mourier, T., Laj, C., Mégard, F., Roperch, P., Mitouard, P. & Farfan Medrano, A., 1988. An accreted continental terrane in northwestern Peru. *Earth and planetary Science Letters*, 88(1–2), 182–192.

Müller, W., Shelley, M., Miller, P. & Broude, S., 2009. Initial performance metrics of a new custom–designed ArF excimer LA–ICPMS system coupled to a two–volume laser–ablation cell. *Journal of analytical atomic spectrometry*, 24(2), 209–214

Noble, S.R., Aspden, J. A., Jemielita, R. & Litherland, M., 1994. U–Pb geochronology of the Cordillera Real and the El Oro Provinces, Ecuador. *Abstracts of the Eighth International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Berkeley California*, 234.

Noble, S.R., Aspden, J. A. & Jemielita, R., 1997. Northern Andean crustal evolution: New U–Pb geochronological constraints from Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 109(7), 789–798.

Paquette, J. & Tiepolo, M., 2007. High resolution (5  $\mu\text{m}$ ) U–Th–Pb isotope dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)–ICPMS. *Chemical Geology*, 240, 222–237.

Parsons, T., Sleep, N.H. & Thompson, G. A., 1992. Host rock rheology controls on the emplacement of tabular intrusions: Implications for underplating of extending crust. *Tectonics*, 11(6), 1348–1356.

Patiño-Douce, A. E. & Jonhston, A. D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107, 202–218.

Patiño-Douce, A. E. & Harris, N. W. B., 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, 39, 689–710.

Pattison, D.R.M., 1992: Stability of andalusite and sillimanite and the  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  triple point: constraints from the Ballachulish aureole, Scotland. *Journal of Geology*. 100, 423–446.

Perchuk, L.L. & Lavrent'eva, 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite–garnet–biotite. *Advances in Physical Geochemistry*, 3, 199–239.

Robert, A., Pubellier, M., de Sigoyer, J., Vergne, J., Lahfid, A., Cattin, R., Findling, N., & Zhu, J., 2010. Structural and thermal characters of the Longmen Shan (Sichuan, Chian). *Tectonophysics*, 491, 165–173.

Seydoux-Guillaume, A.M., Wirth R., Deutsch A. & Schärer U., 2004. Microstructure of 24 - 1928 Ma concordant monazites: implications for geochronology and nuclear waste deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**, 2517–2527.

Smith, J.B., Barley, M.E., Groves, D.I., Krapez, B., McNaughton, N.J., Bickle, M.J. & Chapman, H.J., 1998. The Scholl shear zone, West Pilbara: evidence for a terrane boundary structure from integrated tectonic analyses, SHRIMP U–Pb dating and isotopic and geochemical data of granitoids. *Precambrian Research*, **88**, 143–17.

Spear, F. S., 1993. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure–Temperature–Time Paths. *Mineralogical Society of America, Monograph series*, 799p.

Stacey, J. S. & Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and planetary Science Letter*, **26**, 207–221.

Stüwe, K., 2007. Geodynamics of the lithosphere: an introduction. *Springer*, 493p.

Thompson, A. B. & Connolly, J. A. D., 1995. Melting of the continental crust; Some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. *Journal of Geophysical Research – Solid Earth*, 100(B8), 15565–15579.

Thompson, A. B. & Tracy, R. J., 1979. Model systems for anatexis of pelitic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70(4), 429–438.

Tomezzoli, R.N., 2009. The apparent polar wander path for South America during the Permian–Triassic. *Gondwana Research*, 15, 209–215.

Torsvik, T.H., Müller, R.D., Van der Voo, R., Steinberger, B. & Gaina, C., 2008. Global Plate Motion Frames: Toward a unified model. *Reviews Geophysics*, 46.

Tiepolo, M., 2003. In situ Pb geochronology of zircon with laser ablation–inductively coupled plasma–sector field mass spectrometry. *Chemical Geology*, 199(1–2), 159–177.

Van Achterbergh, E., Ryan, C.G., Jackson, S.E. & Griffin, W., 2001. Data reduction software for LA–ICP–MS. In Laser ablation–ICPMS in the earth science. *Mineralogical Association of Canada*, 29, 239–243.

Vinasco, C., Cordani, U., Gonzalez, H., Weber, M. & Pelaez, C., 2006. Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo–Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 355–371.

White, R.W. & Powell, R., 2002. Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 621–632.

Vielzeuf, D. & Holloway, J. R., 1988. Experimental determination of the fluid–absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 257–276.

Wiedenbeck, M., 1995. An example of reverse discordance during ion microprobe zircon dating: An artifact of enhanced ion yields from a radiogenic labile Pb. *Chemical Geology*, 125(3–4), 197–218.



Willner, A.P., 2005a. Pressure–temperature evolution of an Upper Paleozoic paired metamorphic belt in Central Chile (34°–35°30'S). *J Journal of Petrology*, 46, 1805–1833.

Willner, A. P., 2005b. Time Markers for the Evolution and Exhumation History of a Late Palaeozoic Paired Metamorphic Belt in North–Central Chile (34 –35 30'S). *Journal of Petrology*, 46, 1835–1858.

## **SUPPORTING INFORMATION**

Additional Supporting Information may be found in the online version of this article:

Appendix S1. Analytical techniques of methods used in this study.

TABLES

Sample	Localisation		Unit	Lithology	Mineralogy :							Chl	Ilm	Ru
	Long	Lat			Kfs	And	Ky	Sil	Gt	Bt	Ms			
AV-08-19b	-79.9276	-3.75513	La Victoria	metapelite	I	I	-	-	-	I+P	I+P	P	I	-
AV-08-22b	-79.9215	-3.71465	La Victoria	metapsammite	I	-	-	-	-	I+P	I+P	P	I	-
VI-08-04	-80.0808	-3.75588	La Victoria	metapsammite	I	-	-	P	-	I+P	I+P	-	I	-
AV-08-15	-79.9258	-3.73981	La Victoria	metapelite	I	I	I	P	-	I+P	I+P	-	I	-
PU-08-06	-80.0451	-3.72783	La Bocana	Sil migmatite	I+P	-	-	P	-	I+P	R	-	I	-
AV-08-24b	-79.9273	-3.70968	La Bocana	Sil migmatite	I+P	-	-	P	-	I+P+R	R	-	I	-
AV-08-27	-79.9215	-3.7026	La Bocana	Sil migmatite	I+P	-	-	P	-	I+P+R	R	-	P	I
AV-08-28d	-79.9045	-3.67899	La Bocana	Gt migmatite	P+R	-	-	P+R	P	P+R	R	R	P	I
AV-08-32a	-79.9069	-3.66763	La Bocana	Gt migmatite	P+R	-	-	P+R	P	P+R	R	R	P	I
AV-08-33	-79.9091	-3.66444	La Bocana	Gt migmatite	P+R	-	-	P+R	P	P+R	R	R	-	I
PU-08-10	-80.0555	-3.71678	La Bocana	Gt migmatite	P+R	-	-	P+R	P	P+R	R	-	I	-

Table 1. Characteristic mineral assemblages of studied samples with pseudosections. AV-08-15, AV-08-22b and PU-08-06 are also reported. GPS coordinates are decimal degree. I, inherited mineral; P, Peak thermal mineral; R, retrograde mineral.

PU0803		PU0810		AV0829		AV0832a		AV0838d		AV0833	
Core		Core	Rim	Core		Core		Core		Core	
SiO <sub>2</sub>	36.0	37.71	37.93	36.62		37.08		37.90		37.23	
TiO <sub>2</sub>	0.0	0.08	0.00	0.02		0.05		0.09		0.03	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.3	20.77	20.79	21.26		21.72		21.34		20.972	
FeO	24.4	35.52	34.89	34.13		33.20		32.78		33.49	
MnO	12.4	0.87	2.48	2.40		1.77		1.36		2.29	
MgO	3.0	4.04	3.40	3.99		4.64		4.77		4.44	
CaO	3.5	0.95	0.81	1.35		1.58		1.77		1.46	
TOTAL	99.6	99.95	100.31	99.77		100.04		100.01		99.90	
Structural formulae (12 anhydrous oxygen basis)											
Si	2.88	2.77	2.78	2.71		2.71		2.76		2.74	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00		0.00		0.00	
Al	1.92	1.80	1.80	1.85		1.87		1.83		1.82	
Fe	1.64	2.18	2.14	2.11		2.03		1.994		2.06	
Mn	0.85	0.05	0.15	0.15		0.11		0.08		0.14	
Mg	0.36	0.44	0.37	0.44		0.51		0.52		0.49	
Ca	0.30	0.07	0.06	0.11		0.12		0.14		0.11	
TOTAL	7.94	7.33	7.32	7.37		7.35		7.32		7.35	
Endmembers (mol %)											
Pyrope	11.34	16.07	13.62	15.67		18.27		18.93		17.36	
Anlandin	52.16	79.25	78.40	75.17		73.31		72.96		73.45	
Grossular	9.56	2.72	2.33	3.81		4.47		5.05		4.10	
Spessartine	26.94	1.97	5.64	5.35		3.96		3.07		5.09	

Table 2. Representative electron microprobe analysis of garnet in the La Bocana garnet-bearing migmatitic samples. Structural formulae have been calculated on the basis of 12 atoms oxygen; calculated endmembers shown in the table are used to calculate the P–T conditions in pseudosections.

	AV0813		VI0803		AV0822b		AV0815		PU0803		PU0806		AV0827		AV0828d		AV0831b		AV0832a		AV0833		VI0807		PU0810		
Position	Core		Core		Core		Core		Core		Core		Core		Core		Core		Core		Core		Core		Core		
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.17	0.11	0.12	0.11	0.24	0.14	0.14	0.37	0.32	0.11	0.22	0.20	0.21	0.21	0.11	0.22	0.20	0.21	0.22	0.20	0.20	0.21	0.21	0.21	0.21	
MgO	7.89	7.46	6.93	6.89	6.89	7.51	7.90	7.90	11.02	13.44	10.61	9.02	7.82	7.36	7.36	10.61	9.02	7.82	7.36	9.02	7.82	7.82	7.36	7.36	7.36	7.36	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.63	19.90	18.55	20.39	15.31	19.12	18.86	18.86	18.41	19.28	18.46	18.46	18.73	18.42	19.99	18.41	19.28	18.46	18.42	18.73	18.42	18.42	19.99	19.99	19.99	19.99	
SiO <sub>2</sub>	34.74	34.70	32.33	34.37	36.46	35.14	36.01	36.01	35.99	36.62	35.82	35.82	35.72	36.70	34.44	35.99	36.62	35.82	35.72	36.70	36.70	36.70	34.44	34.44	34.44	34.44	
K <sub>2</sub> O	9.65	9.44	8.39	9.77	7.09	9.26	8.78	8.78	9.67	8.60	8.28	9.54	9.92	9.68	9.68	9.67	8.60	8.28	9.54	9.92	9.92	9.92	9.68	9.68	9.68	9.68	
CaO	0.00	0.01	0.13	0.00	0.31	0.00	0.04	0.04	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.07	0.07	0.01	0.01	0.01		
TiO <sub>2</sub>	2.53	2.52	2.38	2.72	2.60	3.45	2.83	2.83	5.44	1.60	3.70	4.35	3.12	2.87	2.87	5.44	1.60	3.70	4.35	3.12	3.12	3.12	2.87	2.87	2.87	2.87	
MnO	0.48	0.43	0.18	0.23	0.27	0.32	0.32	0.32	0.05	0.07	0.03	0.03	0.17	0.10	0.04	0.05	0.07	0.03	0.17	0.10	0.10	0.10	0.04	0.04	0.04	0.04	
FeO	20.73	20.15	24.73	21.19	18.17	20.07	18.90	18.90	14.86	14.71	17.61	17.61	17.86	18.87	20.40	14.86	14.71	17.61	17.86	18.87	18.87	18.87	20.40	20.40	20.40	20.40	
TOTAL	94.70	94.78	93.74	95.67	93.75	95.52	93.78	93.78	95.83	95.27	94.62	96.01	95.27	95.43	95.43	95.83	95.27	94.62	96.01	95.27	95.27	95.27	95.43	95.43	95.43	95.43	
Structural formulae (11 anhydrous oxygen basis)																											
Si	2.75	2.72	2.65	2.69	2.84	2.74	2.82	2.82	2.71	2.76	2.75	2.74	2.84	2.70	2.70	2.71	2.76	2.75	2.74	2.84	2.74	2.84	2.70	2.70	2.70	2.70	
Ti	0.15	0.15	0.15	0.16	0.15	0.20	0.17	0.17	0.31	0.09	0.22	0.20	0.25	0.18	0.17	0.31	0.09	0.22	0.25	0.18	0.25	0.18	0.17	0.17	0.17	0.17	
Alvi	0.48	0.56	0.43	0.57	0.24	0.50	0.55	0.55	0.34	0.47	0.41	0.50	0.43	0.52	0.55	0.34	0.47	0.41	0.43	0.52	0.43	0.52	0.55	0.55	0.55	0.55	
Aliv	1.26	1.28	1.36	1.32	1.17	1.26	1.19	1.19	1.30	1.24	1.26	1.26	1.27	1.17	1.30	1.30	1.24	1.26	1.27	1.17	1.27	1.17	1.30	1.30	1.30	1.30	
Al	1.74	1.84	1.79	1.88	1.40	1.76	1.74	1.74	1.63	1.71	1.67	1.76	1.69	1.68	1.85	1.63	1.71	1.67	1.69	1.68	1.69	1.68	1.85	1.85	1.85	1.85	
Fe(ii)	1.37	1.32	1.69	1.39	1.18	1.31	1.24	1.24	0.94	0.93	1.13	1.31	1.15	1.22	1.34	0.94	0.93	1.13	1.15	1.22	1.15	1.22	1.34	1.34	1.34	1.34	
Mn	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.93	0.87	0.85	0.80	1.55	0.87	0.92	0.92	1.24	1.51	1.21	0.87	1.03	0.90	0.86	1.24	1.51	1.21	1.03	0.90	1.03	0.90	0.86	0.86	0.86	0.86	
Na	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.06	0.05	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.06	0.05	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	
K	0.97	0.95	0.88	0.98	0.71	0.92	0.88	0.88	0.93	0.83	0.81	0.92	0.93	0.98	0.97	0.93	0.83	0.81	0.93	0.98	0.93	0.98	0.97	0.97	0.97	0.97	
Sum	9.68	9.74	9.81	9.80	9.25	9.61	9.52	9.52	9.43	9.58	9.46	9.61	9.51	9.51	9.75	9.43	9.58	9.46	9.51	9.51	9.51	9.51	9.75	9.75	9.75	9.75	
Ti	0.15	0.15	0.15	0.16	0.15	0.20	0.17	0.17	0.31	0.09	0.22	0.20	0.25	0.18	0.17	0.31	0.09	0.22	0.25	0.18	0.25	0.18	0.17	0.17	0.17	0.17	
Mg/(Fe+Mg)	0.40	0.40	0.33	0.37	0.57	0.40	0.43	0.43	0.57	0.62	0.52	0.40	0.47	0.42	0.39	0.57	0.62	0.52	0.47	0.42	0.47	0.42	0.39	0.39	0.39	0.39	

Table 3. Representative electron microprobe analysis of biotite in metasediments and migmatites. Structural formulae have been calculated on the basis of 11 atoms oxygen; analyzed samples are located in Fig. 9.

	n° analysis	R2	Std	T °C Beyssac (2002)	1σ
AV0813	9	0.11	0.03	591	4.73
AV0815	7	0.07	0.01	609	2.47
AV0819b	10	0.38	0.05	474	6.93
AV0822b	8	0.24	0.04	532	5.79
AV0824b	4	0.02	0.01	632	1.09
PU0802	9	0.24	0.05	535	7.96
PU0803	8	0.17	0.04	567	6.06
PU0806	3	0.04	0.01	625	1.65
PU0811	3	0.01	0.01	638	2.03
VT0802	6	0.22	0.04	543	6.60
VT0804	5	0.09	0.03	599	5.77

Table 4. RSCM thermometry results of studied samples.



	AV-08- 28d	AV-08- 31	AV-08- 32a	AV-08-33	AV-08-19b	VI-08-04	PU-08-10
SiO <sub>2</sub>	69.20	70.07	69.64	71.68	53.14	81.13	61.30
TiO <sub>2</sub>	0.78	0.83	0.80	0.66	0.74	0.51	0.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.28	13.34	13.76	12.40	22.24	9.89	15.55
FeO	5.29	6.06	4.81	5.47	7.85	2.61	8.59
MnO	0.08	0.11	0.07	0.12	0.17	0.04	0.09
MgO	1.89	1.85	1.73	1.69	2.63	0.83	2.05
CaO	1.76	1.88	1.77	1.81	0.44	0.22	0.44
Na <sub>2</sub> O	1.52	1.90	2.41	2.00	1.78	0.77	1.39
K <sub>2</sub> O	2.25	2.06	2.61	2.21	6.97	2.11	3.74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0.39
LOI	2.15	2.15	1.63	1.22	3.16	1.23	3.11
Total	99.40	100.26	99.23	99.27	99.12	99.41	97.59

Table 5. Bulk rock composition used in this study. <LD, below limit of detection.

Phase	Solution model label in <b>perpleX</b>	End members	References
Chlorite	C1h(HP)	Clinocllore – daphnite – amesite – Al free chlorite	Holland & Powell, 1998
Chloritoid	Ctd(HP)	Fe–chloritoid – Mg–chloritoid	Holland & Powell, 1998
Plagioclase	Pl(h)	highalbite – anorthite	Newton et al 1981
Garnet	Gr(HP)	spessartine – grossular – pyrope – almandine	Holland & Powell, 1998
Cordierite	hCrd	Fe–cordierite – Mn–cordierite – cordierite	Holland & Powell, 1998
Melt	melt(HP)	H <sub>2</sub> O liquid – fayalite liquid – forsteriteliquid – albite liquid – anorthite liquid – K–feldsparliquid – Sillimanite liquid – Silicaliquid	Holland & Powell, 1998
Orthopyroxene	Opx(HP)	enstatite – ferrosilite	Holland & Powell, 1998
White-mica	Pheng(HP)	muscovite – celadonite – Fe–celadonite – paragonite	Holland & Powell, 1998
Spinel	Sp(HP)	spinel – hercynite	Holland & Powell, 1998
Staurolite	St(HP)	Fe–staurolite – Mg–staurolite – Mn–staurolite	Holland & Powell, 1998
Biotite	TiBio(HP)	Mn–biotite – Ti–biotite – annite – phlogopite – eastonite	Holland & Powell, 1998

Table 6. Solution and end-members used for the pseudosections(see Fig.7 & 8). See *Perple\_X* documentation (<http://www.perplex.ethz.ch>) for more detailed informations.

Sample	Analysis_#	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$2\sigma$ error $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2\sigma$ error $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Age (Ma) $^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$2\sigma$ error $^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	Position
VI-08-12												
	1	20	344	553	0.6	0.01173	0.00072	0.03728	0.00138	235.7	14.5	core
	2	460	40053	1726	23.2	0.01077	0.00026	0.03713	0.00110	216.5	5.0	core
	3	492	40421	1951	20.7	0.01123	0.00026	0.03852	0.00106	225.7	5.1	core
	4	494	45777	782	58.5	0.01141	0.00026	0.03770	0.00114	229.2	5.2	core
	5	660	54308	3344	16.2	0.01114	0.00026	0.03878	0.00108	224.0	5.0	core
	6	32	507	917	0.6	0.01179	0.00098	0.03503	0.00152	236.9	19.5	core
	7	599	51791	1969	26.3	0.01135	0.00024	0.03612	0.00092	228.1	4.8	core
	8	645	53487	2881	18.6	0.01135	0.00024	0.03658	0.00092	228.1	4.8	core
	9	783	52372	8674	6.0	0.01118	0.00024	0.03546	0.00086	224.6	4.7	core
	10	660	47882	5640	8.5	0.01124	0.00024	0.03666	0.00090	225.9	4.7	core
	11	56	601	987	0.6	0.01810	0.00062	0.05861	0.00158	362.5	12.3	core
	12	545	45829	2298	19.9	0.01132	0.00024	0.03599	0.00092	227.6	4.8	core
	13	729	62434	2600	24.0	0.01115	0.00024	0.03844	0.00114	224.1	4.8	core
	14	69	5819	213	27.4	0.01139	0.00034	0.03698	0.00284	229.0	6.9	core
	15	516	42647	2440	17.5	0.01134	0.00024	0.03504	0.00088	228.0	4.8	core
	16	606	52860	2545	20.8	0.01109	0.00024	0.03491	0.00090	223.0	4.7	core
	17	552	44673	2876	15.5	0.01104	0.00024	0.03910	0.00100	221.8	4.6	core
PU-08-10												
	1	574	45262	3778	12.0	0.01123	0.00022	0.03560	0.00084	225.8	4.6	core
	2	651	45939	6723	6.8	0.01095	0.00022	0.03531	0.00084	220.2	4.5	core
	3	649	46894	6276	7.5	0.01094	0.00022	0.03581	0.00084	219.9	4.5	core
	4	633	48186	5208	9.3	0.01104	0.00022	0.03535	0.00084	221.8	4.5	core
	5	574	45428	3680	12.3	0.01107	0.00022	0.03602	0.00088	222.5	4.5	core
	6	465	38568	2501	15.4	0.01096	0.00022	0.03591	0.00090	220.4	4.5	core
	7	535	32502	6709	4.8	0.01139	0.00024	0.03546	0.00084	228.9	4.7	core
	8	497	30691	6063	5.1	0.01124	0.00024	0.03642	0.00088	226.0	4.6	core
	9	851	53582	1688	31.8	0.01124	0.00024	0.03697	0.00092	225.9	4.6	core
	10	868	48776	2888	16.9	0.01100	0.00022	0.03692	0.00092	221.2	4.5	core

Table 7. LA-ICPMS U-Pb analytical data for migmatitic rocks of La Bocana unit.

Sample	Analysis_#	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Age (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 $\sigma$ error	2 $\sigma$ error	2 $\sigma$ error	Position
AV-08-31	1	27	262	0.1	0.0507	5.9	0.037	1.4	0.29	10.2	0.053	6.9	233	3	rim				
	2	19	297	0.1	0.1248	3.5	0.036	2.5	0.28	32.4	0.027	2.8	226	6	core				
	3	19	278	0.1	0.0501	6.2	0.036	1.5	0.27	14.4	0.035	8.6	230	3	rim				
	4	189	119	1.6	0.0630	5.2	0.107	1.3	0.94	7.4	0.515	1.6	653	8	core				
	5	12	219	0.1	0.0479	6.6	0.036	1.1	0.29	5.5	0.047	10.3	231	2	rim				
	6	4	249	0.0	0.0505	6.0	0.035	1.1	0.19	10.3	-0.022	17.0	223	2	core				
	7	16	236	0.1	0.0545	6.1	0.035	1.3	0.22	15.0	0.006	8.1	224	3	rim				
	8	55	90	0.6	0.0650	4.7	0.129	1.3	1.16	4.9	0.200	2.8	782	9	core				
	9	23	224	0.1	0.0494	6.3	0.036	1.1	0.31	5.1	0.067	7.3	231	2	rim				
	10	174	624	0.3	0.0584	2.4	0.078	1.0	0.62	2.6	0.098	1.9	482	5	rim				
	11	24	507	0.0	0.0602	2.6	0.095	2.7	0.80	3.9	0.018	4.6	583	15	core				
	12	435	125	3.5	0.0622	4.4	0.095	1.3	0.91	8.0	1.114	1.2	584	7	core				
	13	296	146	2.0	0.0631	4.1	0.094	2.3	0.81	4.7	0.650	1.4	577	13	core				
	14	26	240	0.1	0.0505	6.1	0.036	1.7	0.25	16.3	0.038	7.0	229	4	core				
	15	116	180	0.6	0.1143	1.3	0.513	2.7	8.06	3.0	0.162	8.4	2671	59	core				
	16	137	582	0.2	0.1472	4.7	0.358	1.0	7.27	4.8	0.071	6.2	1974	17	core				
	17	27	283	0.1	0.0519	5.1	0.037	1.3	0.26	5.3	0.038	6.1	232	3	rim				
	18	55	450	0.1	0.0496	4.5	0.036	1.0	0.25	4.6	0.038	5.2	228	2	rim				
	19	89	172	0.5	0.0492	6.3	0.037	1.1	0.24	7.5	0.155	3.6	236	3	core				
	20	28	309	0.1	0.0513	5.0	0.036	1.3	0.26	5.1	0.033	6.2	231	3	rim				

Table 8. SHRIMP U-Pb analytical data for migmatitic rocks of La Bocana unit.



AV-08-  
28d

1	26	302	0.1	0.0572	3.9	0.052	5.3	0.41	6.6	0.032	5.2	329	17	rim
2	391	377	1.0	0.0704	2.1	0.169	3.7	1.64	4.2	0.322	4.9	1009	34	core
3	115	286	0.4	0.0653	2.9	0.087	1.5	0.78	3.3	0.132	4.9	538	8	rim
4	50	1745	0.0	0.0561	1.7	0.072	2.0	0.56	2.6	0.008	7.3	447	9	core
5	62	255	0.2	0.0645	5.1	0.085	3.7	0.76	6.3	0.074	3.7	525	19	core
6	84	460	0.2	0.0545	3.7	0.040	1.9	0.30	4.1	0.056	3.7	252	5	core
7	18	242	0.1	0.0516	5.7	0.035	1.7	0.25	6.0	0.021	9.2	221	4	rim
8	77	186	0.4	0.0496	5.8	0.089	2.9	0.60	6.5	0.116	2.6	547	15	core
9	11	203	0.1	0.0546	6.0	0.035	1.5	0.26	6.2	0.019	10.3	223	3	rim
10	26	57	0.5	0.1926	4.5	0.538	1.8	14.28	4.9	0.140	2.1	2774	41	core
11	22	591	0.0	0.0562	2.7	0.071	2.6	0.55	3.7	0.011	4.8	443	11	rim
12	31	74	0.4	0.0777	4.0	0.164	1.7	1.75	4.4	0.140	3.1	977	15	core
13	9	213	0.0	0.0499	14.4	0.036	1.7	0.25	14.5	0.012	10.9	226	4	rim
14	45	78	0.6	0.0567	5.8	0.087	2.7	0.68	6.4	0.188	3.3	536	14	core
15	40	383	0.1	0.0496	4.6	0.036	1.5	0.25	4.8	0.033	5.2	228	3	rim
16	21	51	0.4	0.0744	20.4	0.143	3.6	1.47	20.7	0.114	3.7	863	29	core
17	28	238	0.1	0.0621	3.8	0.072	2.3	0.62	4.5	0.073	3.6	451	10	rim
18	16	243	0.1	0.0492	5.4	0.036	1.5	0.25	5.6	0.023	8.1	229	3	rim

Table 8 (continued)



## APPENDIX S1 – Analytical techniques

### Raman study of carbonaceous material

We used Raman spectroscopy on carbonaceous matter (RSCM) in metasediments of middle to high metamorphic grade. The Raman spectra of carbonaceous matter are characterized by three bands. The band centered at  $\sim 1580\text{ cm}^{-1}$  is interpreted as the G band and corresponds to the vibration mode of aromatic carbon in the graphitic structure. The band centered at  $\sim 1350\text{ cm}^{-1}$  is interpreted as the D1 band and is attributed as the presence of heteroatoms (O, H, N) or defects in the structure. The third band centered at  $\sim 1620\text{ cm}^{-1}$  is the D2 band and is attributed to out-plane defects (Bény-Bassez & Rouzaud, 1985). Graphitization is a process observed in metamorphic rock and corresponds to the solid-state transformation of organic matter into carbonaceous mineral. Graphitization is thermally dependent and can be used as a geothermometer (Beyssac *et al.*, 2002). This geothermometer is based on the estimation of the area ratio R2 calculated from the three characteristic bands (D1, D2 and G).

In this study, Raman spectroscopy was performed at the Ecole Normale Supérieure de Lyon, France, with a Horiba Jobin-Yvon LabRam apparatus. The light source was an argon-ion laser to achieve 514.5 nm wavelengths. An Olympus<sup>TM</sup> BX30 open microscope equipped with a x50 long-working distance objective was coupled to a spectrometer to focus the laser output power on the sample to a  $3\mu\text{m}$  spot diameter. The Raman signal was collected in the backscattered direction. Acquisition time was 90s distributed over three accumulation cycles, with a laser output power on the sample of 0.7mW. The spectral resolution was  $1\text{ cm}^{-1}$  using 600 gr/mm grating. The spectral region from 1200 to 1800 was investigated in order to characterize the vibration mode of carbonaceous matter following the method proposed by Beyssac *et al.* (2002, 2003). Treatments of the RSCM were achieved using Peakfit software.

### Microprobe

Mineral chemistry has been studied by microprobe analysis on thin-sections, using a CAMECA SX 100 microprobe at the Laboratoire Magma et Volcans of the university of Clermont-Ferrand) with 15kV acceleration potential and 15nA beam current. Representative

analyses of minerals are presented in Tables 1–2. Acquisition of the garnet map of the Fig. 8 was done on the same microprobe, with 15kV acceleration potential, 100nA beam current and 300ms of counting time.

### **Whole-rock chemistry**

Whole-rock analyses were performed at ISTERre (University of Grenoble, France) and are presented in Table 4. Concentrations of major elements were determined by ICP–AES using a Perkin Elmer 3000 DV spectrometer using the method of Cotten *et al.* (1995).

### **Geochronology**

U–Th–Pb geochronology of monazite was conducted by laser ablation inductively coupled plasma spectrometry (LA–ICPMS) at the university of Clermont–Ferrand, on thin sections. The analyses involve the ablation of minerals with a Resonetics Resolution M–50 powered by an ultra short pulse ATL Atlex Excimer laser system operating at a wavelength of 193 nm (detailed description in Müller *et al.*, 2009). Spot diameters of 7  $\mu\text{m}$  associated to repetition rates of 3 Hz and 1 Hz were used. The ablated material is carried into helium, and then mixed with nitrogen and argon, before injection into a plasma source of an Agilent 7500 cs ICP–MS equipped with a dual pumping system to enhance the sensitivity.

The alignment of the instrument and mass calibration was performed before every analytical session using the NIST SRM 612 reference glass, by inspecting the signal of  $^{238}\text{U}$  and by minimizing the  $\text{ThO}^+/\text{Th}^+$  ratio ( $\ll 1\%$ ). The mean sensitivity on  $^{238}\text{U}$  at the instrumental conditions reported in Table 7 and using a spot size of 44  $\mu\text{m}$  is about 15–20.000 cps/ppm. The analytical method for isotope dating of monazite with laser ablation ICPMS is basically similar to that developed for zircon and monazite and reported in Tiepolo (2003) and Paquette and Tiepolo (2007). The signal of  $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$  and  $^{238}\text{U}$  masses are acquired. The occurrence of common Pb in the sample can be monitored by the evolution of the  $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$  signal intensity, but no common Pb correction was applied owing to the large isobaric interference from Hg. The  $^{235}\text{U}$  signal is calculated from  $^{238}\text{U}$  on the basis of the ratio  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$ . Single analyses consisted of 30 seconds of background integration with laser off followed by 1 minute integration with the laser firing and a 30 seconds delay to wash

out the previous sample (approximately 10 seconds for 6 orders of magnitude) and prepare the next analysis.

Data are corrected for U–Pb and Th–Pb fractionation occurring during laser sampling and for instrumental mass discrimination (mass bias) by standard bracketing with repeated measurements of Moacir monazite standard (Gasquet *et al.*, 2010). At the beginning and at the end of every run, repeated analyses of Manangoutry monazite (Paquette and Tiepolo, 2007) standard, treated as unknowns, independently control the reproducibility and accuracy of the corrections. Data reduction was carried out with the software package GLITTER® (Macquarie Research Ltd, 2001; van Achterbergh *et al.*, 2001; Jackson *et al.*, 2004). For each analysis, the time resolved signal of single isotopes and isotope ratios was monitored and carefully inspected to verify the presence of perturbations related to inclusions, fractures, mixing of different age domains or common Pb. Calculated ratios were exported and Concordia ages and diagrams were generated using Isoplot/Ex v. 2.49 software package by Ludwig (2003). The concentrations in U–Th–Pb were calibrated relative to the certified contents of 91500 zircon standard (Wiedenbeck *et al.*, 1995) and Moacir monazite (Seydoux–Guillaume *et al.*, 2004).

#### *Analytical method for Zircons*

Zircon grains were handpicked from the concentrate. Crystals were mounted in epoxy resin with several chips of the BR266 standard zircon standard (903 ppm U corresponding to an age of 559Ma.) on 25mm diameter mounts, and polished to expose zircon cross-sections. The polished mounts were carbon-coated prior to SEM examination. Zircons were imaged using a JEOL 6400 Scanning Electron Microscope at the Centre for Microscopy and Microanalysis at the University of Western Australia. Backscattered electron and cathodoluminescent (CL) images were obtained for all the mounts, and were used to characterize each grain in terms of size, growth morphology and internal structure. The carbon coat was removed and the mount gold-coated for SHRIMP analysis.

Isotope analyses were performed using the SHRIMP II ion microprobe at Curtin University of Technology, Western Australia using standard operating conditions described by Compston *et al.* (1992) and Smith *et al.* (1998). The spot size used during all the sessions was around 20

µm. In this study, six data collection cycles (scans) were performed per analysis, and count times (per scan) were 10 s for the  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$  and  $^{208}\text{Pb}$  mass peaks and background, and 30 s for the  $^{207}\text{Pb}$  mass peak. Unknown analyses were referenced to multiple analyses of the BR266 standard for U/Pb calibration. Standard analyses performed throughout each analysis session gave  $1\sigma$  uncertainties of 2.0% or less for Pb\*/U. Data reduction was carried out with the software package SQUID v1.10 and ISOPLOT v3.0 (Ludwig, 2003). Corrections for common Pb content were based on measured  $^{204}\text{Pb}$  and assuming contemporary values for common Pb derived from Stacey and Kramers (1975).

## 6. Suppléments sur l'étude métamorphique

### 6.1. Etude de la matière carbonée par spectroscopie Raman

#### 6.1.1. Principes de la spectroscopie Raman

L'effet Raman est un phénomène optique découvert par Chandrashekhara Venkata Râman en 1928. Cet effet est basé sur la diffusion anélastique d'un photon c'est à dire le phénomène physique par lequel un milieu peut modifier la fréquence de la lumière qui y circule. Ce phénomène permet entre autre de sonder les modes vibratoires au sein des cristaux. Le cristal est éclairé par un faisceau de lumière monochromatique (laser) de longueur d'onde connu. Les spectres sont obtenus par enregistrement à l'aide d'un capteur de type CCD de la lumière diffusée par l'échantillon (Fig. 6-1). Les spectres obtenus sont constitués de pics qui donnent les fréquences de vibration.

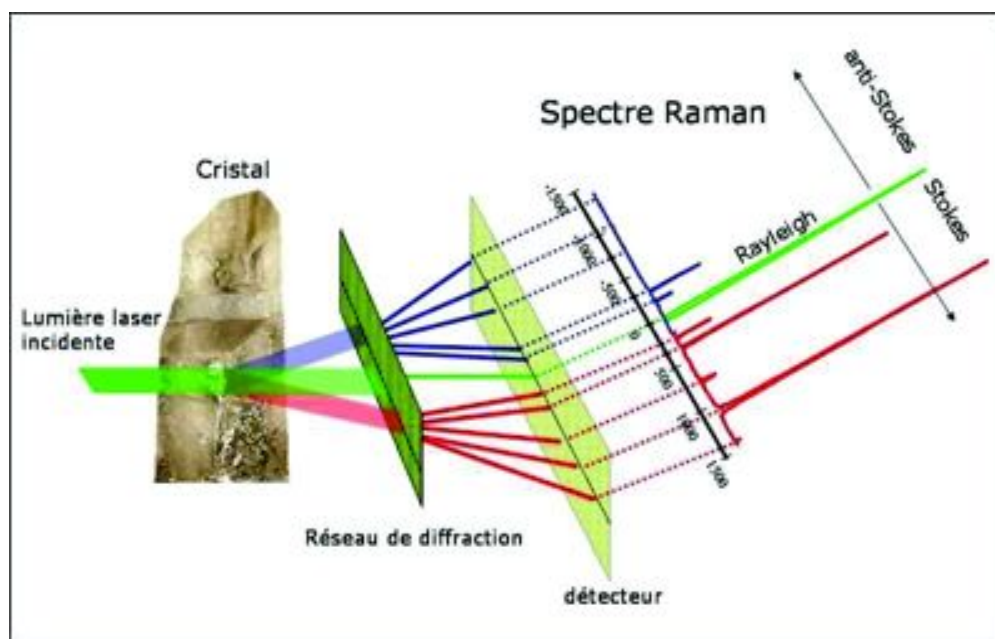


Figure 6-1 : Principe de la Spectroscopie Raman sur un cristal (d'après P. Gillet).



Le nombre de fréquences de vibration, ou de pics, est déterminé par la symétrie atomique du matériau et est donc caractéristique de chaque matériau. En géologie, les changements de conditions métamorphiques (dans l'espace et dans le temps) induisent, dans le cas de la matière carbonée, des changements d'organisation au niveau atomique, qui affectent les modes vibratoires du cristal et peuvent être directement traduits par la forme des spectres.

### 6.1.2. Spectres Raman de Matière Carbonée (RSCM)

La matière carbonée est commune dans les roches métasédimentaires. La transformation entre matière organique et matière carbonée s'appelle la graphitisation et est dépendante de la température, de la pression et du précurseur organique. Le graphite (ici, matière carbonée en cours de graphitisation) a été documenté jusque dans des faciès granulitiques. Le graphite a une origine biogénique, liée à l'activité de plantes aquatiques, ou à la présence de substances bitumineuses ou d'autres restes d'organismes. Le graphite observé dans la nature s'est principalement formé dans des conditions de métamorphisme régional. De plus la graphitisation est un processus qui demande l'ajout de chaleur ainsi qu'une composante déformationnelle au système. Les effets de la pression et de la déformation conditionnent la structure du graphite et facilitent l'orientation préférentielle des plans aromatiques (Bonijoly et al., 1982 ; Wilks et al., 1993 ; Bustin et al., 1994).

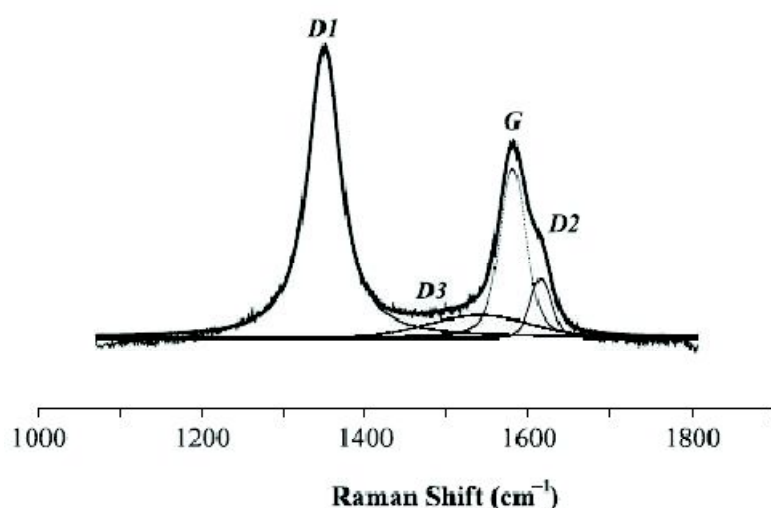


Figure 6-2 : Exemple de spectre Raman sur la matière carbonée dans la région du premier ordre. Les aires des trois pics caractéristiques D1, G et D2 sont utilisées pour le calcul de la température (d'après Beyssac et al., 2002).

Le spectre Raman de la matière carbonée est divisé en deux régions : la région du premier ordre, entre 1100 et 1800  $\text{cm}^{-1}$  (Fig. 6-2) et la région du second ordre, entre 2500 et 3100  $\text{cm}^{-1}$ . Dans la région du premier ordre, le pic G du graphite apparaît à 1580  $\text{cm}^{-1}$ . Ce pic correspond à la vibration dans le plan des carbones aromatiques au sein de la structure graphitique. Le pic D1, centré à 1350  $\text{cm}^{-1}$ , est large et intense dans les matières carbonées très peu organisées. Ce pic est attribué à des défauts dans le réseau cristallin tels que des atomes d'oxygène ou d'hydrogène (Bény-Bassez & Rouzaud, 1985). De plus, durant le processus de graphitisation (à température croissante), l'aire relative du pic D1 diminue. Le pic D2, centré à 1620  $\text{cm}^{-1}$ , apparaît en épaulement du pic G. Pour les matières carbonées faiblement organisées, il est impossible de distinguer les pics G et D2, et seulement un large pic apparaît aux alentours de 1600  $\text{cm}^{-1}$ . Le pic D3 à 1500  $\text{cm}^{-1}$  est large et présent dans la matière carbonée très peu organisée. Ce pic est attribué à la présence d'atomes de carbone en dehors des plans de la structure graphitique, puisque ce pic disparaît tôt dans le processus de graphitisation (Bény-Bassez & Rouzaud, 1985).

C'est à partir de l'étude des spectres Raman sur la matière carbonée (RSCM), que Beyssac et al. (2002) ont développé un thermomètre calibré entre 330 et 650°C avec une précision à  $\pm 50$  °C pour la détermination de la température absolue, et à  $\pm 10$ °C pour les températures relatives entre différents échantillons d'un même massif. Le thermomètre est basé sur la mesure des aires des pics caractéristiques de la matière carbonée, D1, G et D2. A basse température, l'aire du pic D1 est supérieure à celle du pic G. Quand la température augmente, l'aire des pics D1 et D2 diminue, ainsi que la largeur du pic G. Finalement, lorsque la graphitisation est complète, il ne subsiste que le pic G. Le calcul de la température est donné par l'équation suivante :

$$T(^{\circ}\text{C}) = -445R2 + 641 \quad \text{où le ratio d'aires } R2 = [D1/(G + D1 + D2)]$$

Puisque le processus de graphitisation est irréversible la température estimée est un indicateur des conditions thermiques maximales atteintes par la roche. La limitation du thermomètre réside dans son domaine de calibration. Théoriquement, au-delà de 650°C, la matière carbonée est entièrement graphitisée, et seul le pic G subsiste (Beyssac et al., 2002).

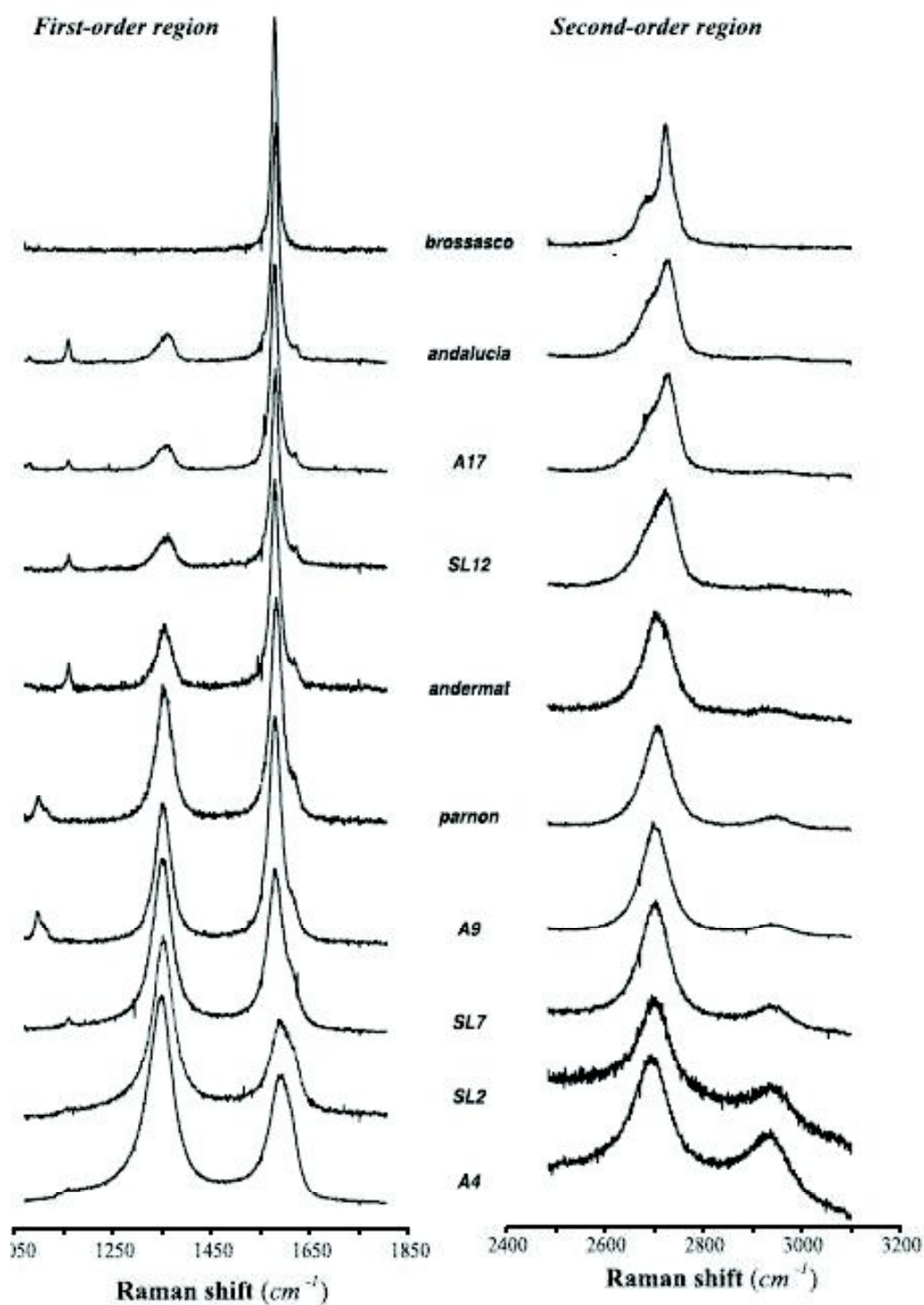


Figure 6-3 : Sélection représentative des spectres Raman du premier et du second ordre à partir de différents échantillons (d'après Beyssac et al., 2002). Les échantillons sont classés du moins métamorphique en bas, au plus métamorphique en haut.

### 6.1.3. Cas du groupe Tahuin

Notre étude par thermométrie RSCM a porté sur les unités de La Victoria et de La Bocana. Nous avons utilisé la calibration de Beyssac et al. (2002) et la gamme spectrale des échantillons étudiés est présentée dans la figure 6-4. Les spectres présentés ont permis de déterminer des températures variant de 474 à 640 °C pour les échantillons étudiés. Ceux-ci montrent une diminution de l'aire du pic D1 et de la largeur du pic G pour des conditions thermique croissante (du sud au nord).

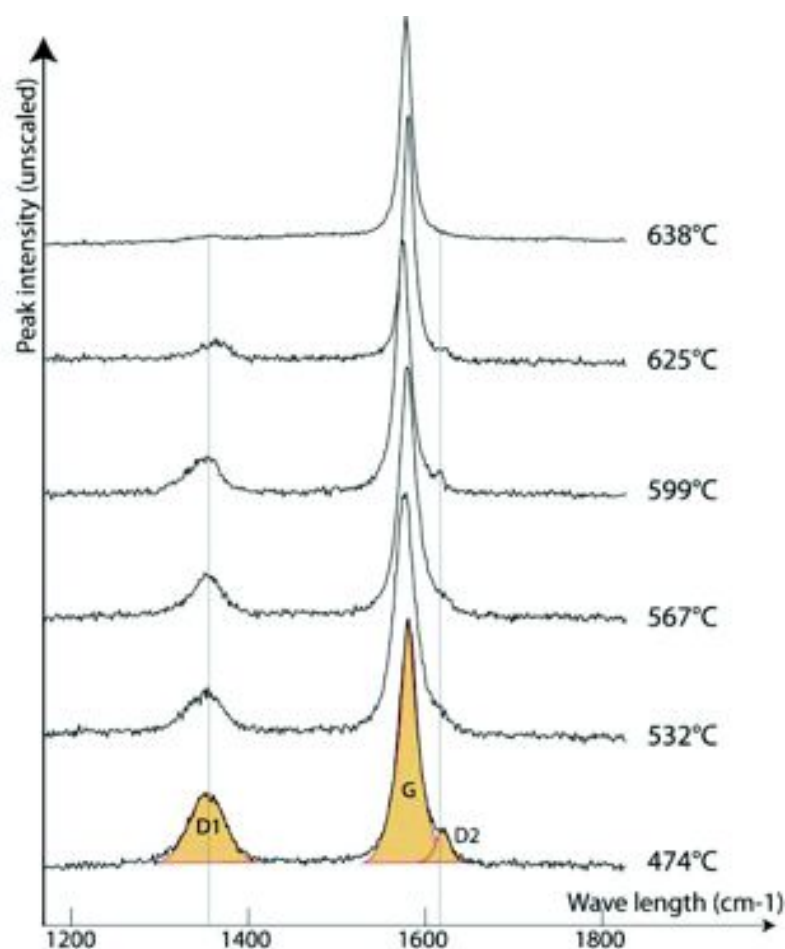


Figure 6-4 : Gamme des spectres Raman mesurés pour la matière carbonée du groupe de Tahuin. Les températures mesurées vont de  $474 \pm 50^\circ\text{C}$  à plus de  $638^\circ\text{C}$ .

Nos observations ont aussi révélé la présence de matière carbonée avec une signature Raman différente. Nous avons pu observer cette matière carbonée aussi bien en inclusions qu'en matrice. Cette nouvelle matière carbonée est appelée de "type 2" par opposition au "type 1" calibré par Beyssac et al. (2002). Le spectre de la matière carbonée de type 2 est caractéristique sur plusieurs points montrés par comparaison sur la figure 6-4 :

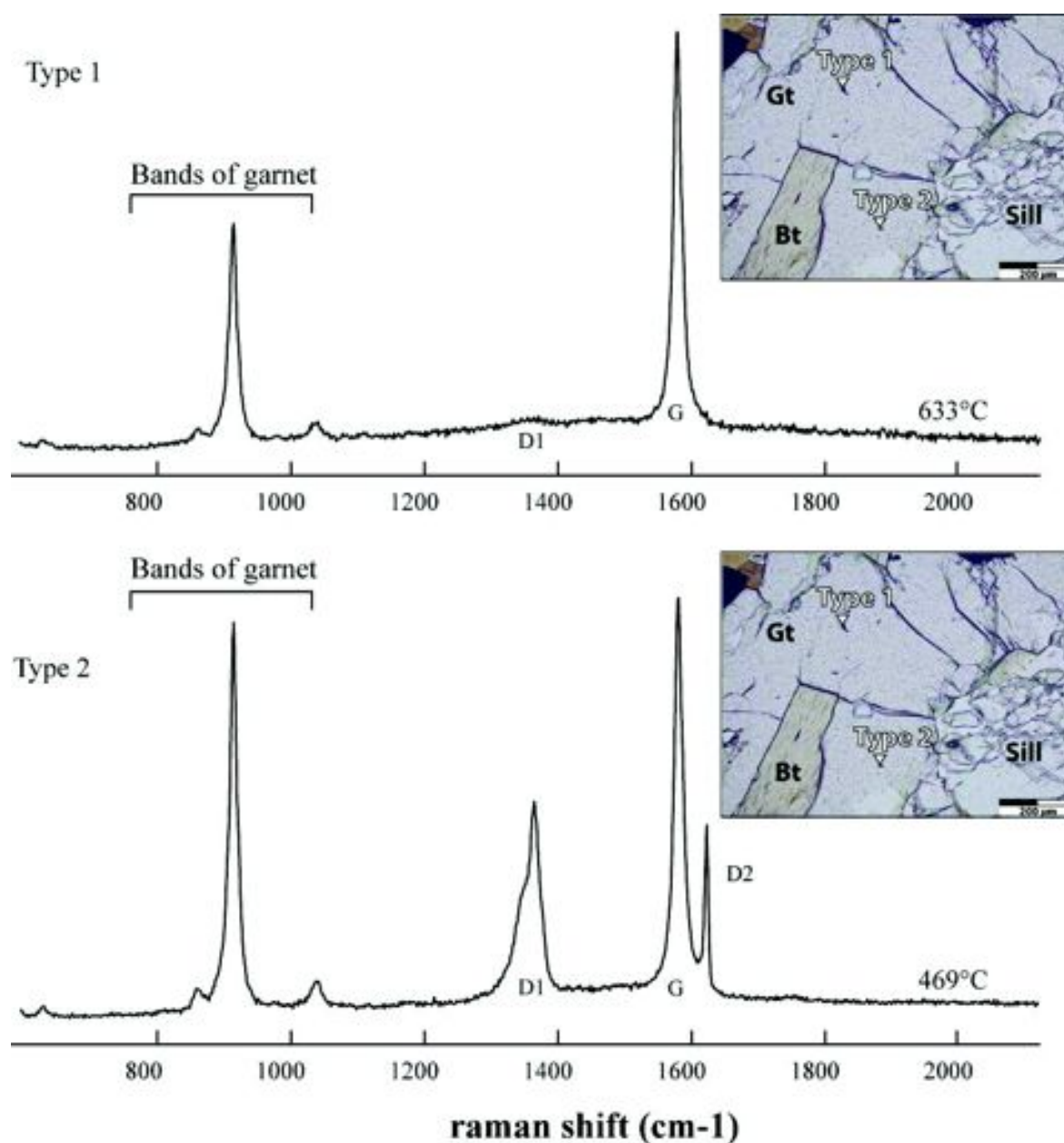


Figure 6-5 : Spectres Raman des deux types de matière carbonée observés en inclusions dans l'échantillon migmatitique à grenat AV-08-29a . Les températures ont été calculées selon la calibration de Beyssac et al. (2002). En haut, le type 1 donne une estimation de  $T_{max}$  à  $633 \pm 50$  °C. En bas le type 2 donne une estimation de  $T_{max}$  à  $469 \pm 50$  °C. Notons que les deux inclusions ont été analysées dans un même grenat cristallisé lors de la fusion partielle.

- Le pic G est très étroit, ce qui est généralement interprété comme un haut de degré de graphitisation (Beyssac et al., 2002).



- Le pic D1 présente un épaulement. Le pic principal est centré à  $1360\text{ cm}^{-1}$  et la position de l'épaulement correspond à  $1350\text{ cm}^{-1}$  (Fig. 6-4).
- Le pic D2 est intense et très étroit. Il n'apparaît pas en épaulement du pic G.
- Le pic D3 est absent.

La forme générale des spectres de la matière carbonée de type 2 est caractéristique de matière carbonée peu organisée, donc de basse température (Beyssac et al., 2002). Or l'échantillon AV-08-29a (Fig. 6-5) est une migmatite mésocrate à grenat. Les conditions thermiques maximales atteintes par cet échantillon sont estimées à  $\sim 720^\circ\text{C}$ . Cette température est cohérente avec le haut degré d'organisation atteint par le graphite de type 1 dans le même échantillon. Ce second type de matière carbonée suggère donc une origine qui diffère du processus de graphitisation à l'origine du thermomètre développé par Beyssac et al. (2002).

Lors de l'acquisition des spectres Raman de la matière carbonée, nous avons suivi la procédure conseillée par Beyssac et al. (2003), afin d'éviter les biais de polissage de la lame mince sur la réorganisation de la structure graphitique. Cette procédure consiste à analyser le cristal à travers un minéral translucide (tel que le quartz, le plagioclase ou le grenat). Le cristal étudié n'est donc pas soumis aux effets du polissage qui a tendance à désorganiser la structure graphitique. Tel que présenté sur la figure 6-5 les spectres obtenus par cette méthode montrent aussi la signature spectrale du minéral translucide à travers lequel le cristal de matière carbonée a été analysé. De plus les effets du polissage sur la forme du spectre Raman de la matière carbonée de type 2 ont été étudiés sur l'échantillon VI-08-07. La figure 6-6 présente le spectre obtenu à travers un minéral de quartz (spectre C) et celui obtenu à la surface du cristal (spectre P). Le spectre couvert montre clairement les caractéristiques de la matière carbonée de type 2 avec : un pic D2 marqué, un pic G étroit et un pic D1 centré à  $1360\text{cm}^{-1}$  présentant un léger épaulement à  $1350\text{cm}^{-1}$ . Le spectre de surface exhibe quant à lui un pic D2 d'intensité plus faible, un pic G plus large, et un pic D1 sans épaulement, élargi et centré à  $1350\text{cm}^{-1}$ .

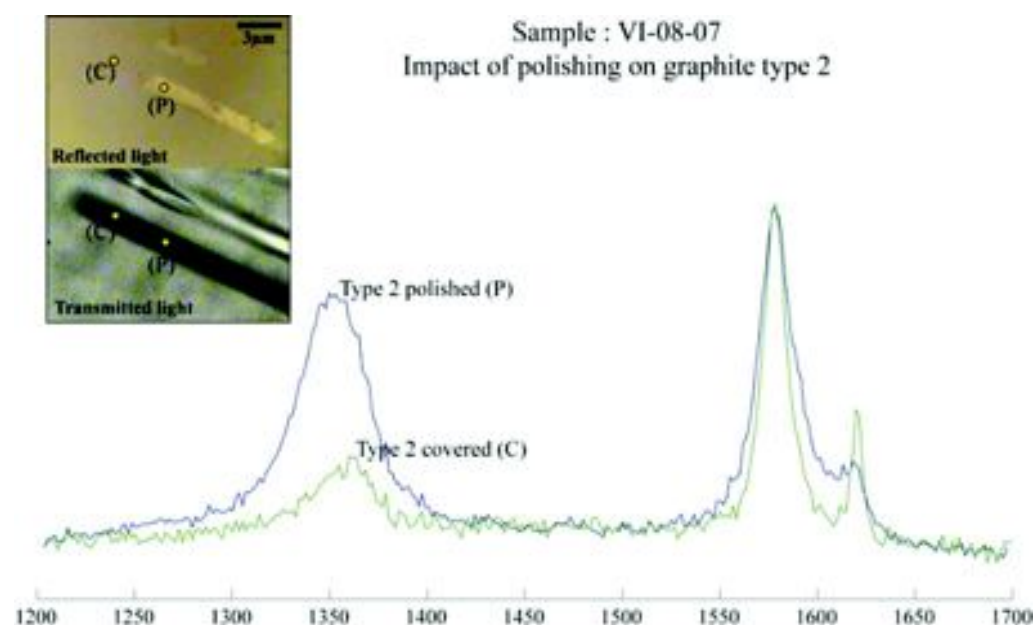


Figure 6-6 : Spectres Raman d'une baguette de matière carbonée de type 2 de l'échantillon VI-08-07. En haut à gauche sont présentées les photographies en lumière réfléchiée et polarisée des points d'analyses. Deux spectres ont été effectués sur la baguette de matière carbonée : le premier à travers un minéral de quartz (C) et le second directement à la surface polie de la baguette (P).

Le type 2 de la matière carbonée a été observé dans l'ensemble des échantillons étudiés du Groupe de Tahuin. Une des particularités de la matière carbonée de type 2 est sa réflectivité. En effet, en lumière réfléchiée la matière carbonée de type 1 est grise à noire alors que celle du type 2 a une réflectance plus élevée et jaune pâle (Fig. 6-7). A partir de ce constat nous avons tenté de généraliser l'observation dans d'autres massifs métamorphiques de haute température ( $> 500^{\circ}\text{C}$ ). Nos observations montrent que dans tous les autres massifs étudiés (unité de ultra-haute pression de Kaghan au Pakistan, unité de haute pression de Stak au Pakistan et unité granulitique à Madagascar), il existe deux types de réflectance pour la matière carbonée. De plus, les analyses Raman ont montré que le type ayant une réflectance jaune pâle présente les mêmes spectres Raman caractéristiques du type 2 rencontré dans le Groupe de Tahuin d'Equateur. La difficulté majeure de l'étude de la matière carbonée de type 2 par spectroscopie Raman réside dans l'acquisition des spectres à travers un minéral protecteur. S'il est possible d'identifier les grains de matière carbonée de type 2 en affleurant à la surface de la lame, l'observation en lumière réfléchiée ne permet pas d'observer les grains en inclusions.

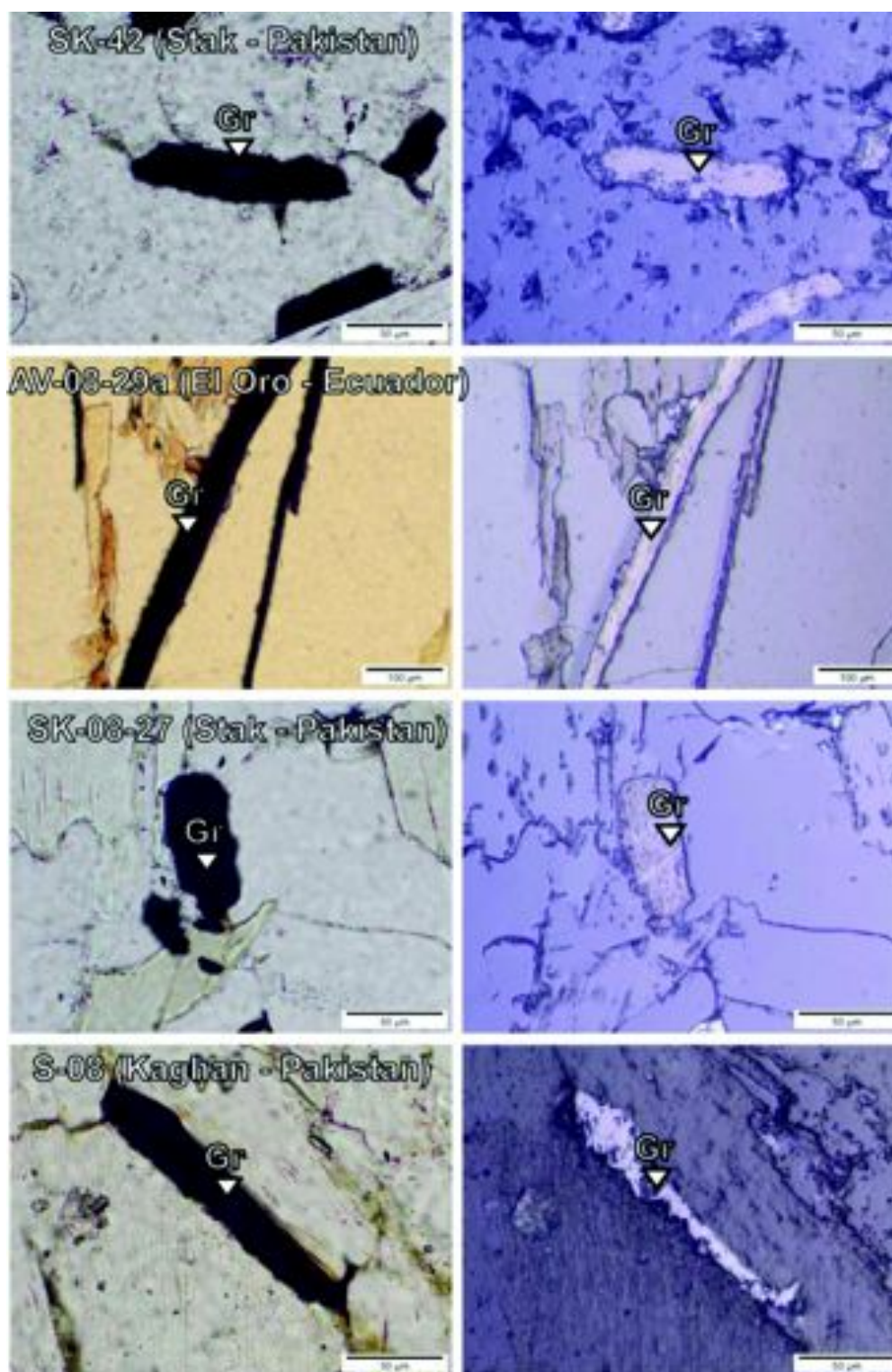


Figure 6-7: Photographies du graphite de "type 2" dans différentes unités métasédimentaires de haut grade. A gauche, lumière polarisée. A droite lumière réfléchie.

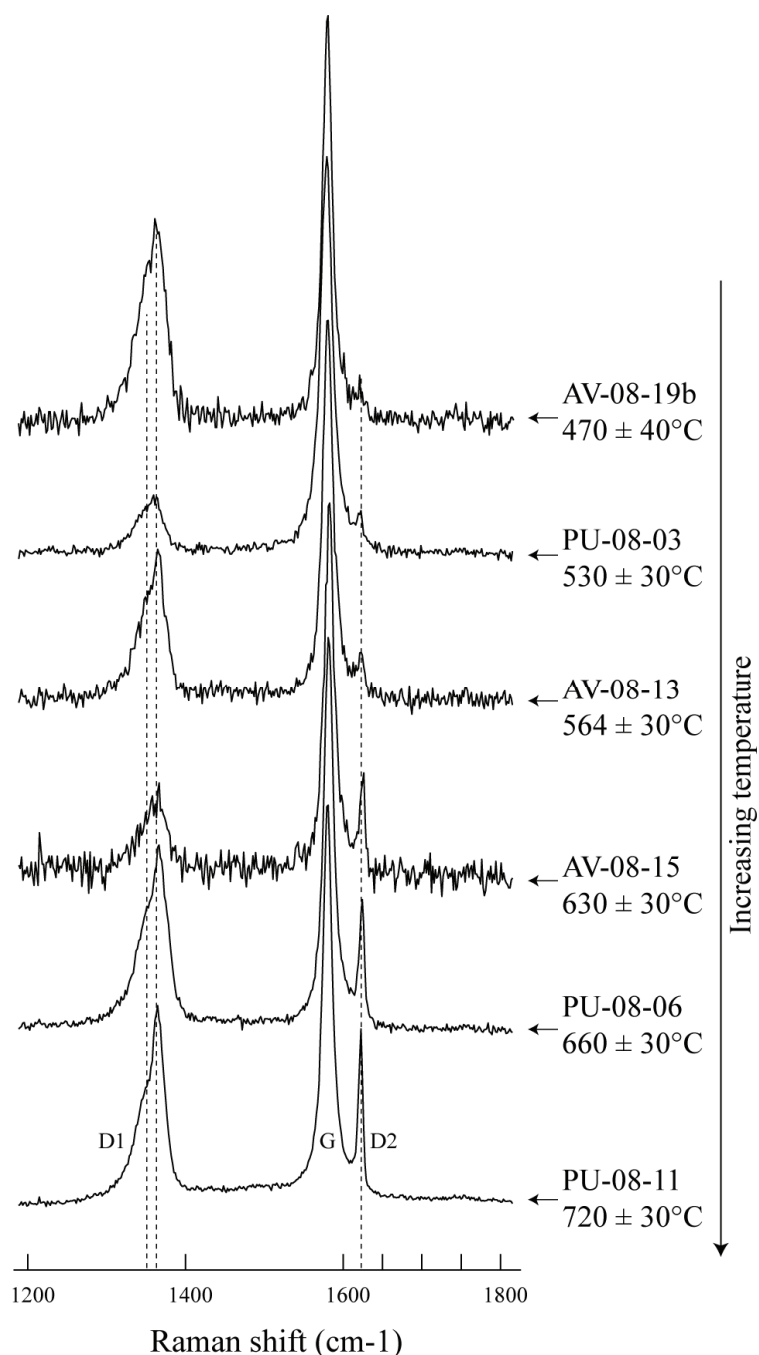


Figure 6-8 : Spectres Raman de la matière carbonée de type 2 nouvellement observée lors de cette thèse. Les spectres ont été normalisés à l'intensité du pic G et sont classés en fonction du degré métamorphique de l'échantillon étudié. Les conditions thermiques présentées sur la droite du diagramme ont été estimées par la méthode de Beyssac et al., (2002) sur l'étude de la matière carbonée de type 1 ainsi que par des pseudosections.

A partir de la base de données des spectres Raman de la matière carbonée de type 2 et des conditions métamorphiques obtenues de manière indépendante sur ces mêmes échantillons, il est possible de montrer l'évolution de la forme des spectres de type 2 en fonction des conditions thermiques maximales. La figure 6-8 présente les résultats préliminaires de cette évolution. Plusieurs points caractéristiques s'en dégagent :

- Pour l'ensemble des échantillons étudiés, le pic G est étroit, indiquant un degré élevé de graphitisation (Beyssac et al., 2002)
- Le pic D1 présente systématiquement l'épaule caractéristique et son aire relative n'est pas corrélable avec les conditions thermiques.
- Le pic D2 peut être distingué dans l'ensemble des échantillons et montre une grande variabilité d'intensité. On constate cependant que ces variations montrent une très bonne corrélation avec l'augmentation des conditions thermiques

Les résultats préliminaires de cette étude mettent en évidence l'identification d'un nouveau type de matière carbonée. En lame mince, elle présente une réflectance relativement intense dans les tons jaune pâle. De plus, cette matière exhibe des caractéristiques spectrales de basse température, alors que certains des échantillons étudiés ont atteint des conditions métamorphiques de fusion partielle. Par exemple la calibration de Beyssac et al. (2002) appliquée à l'échantillon migmatitique PU-08-11 (Fig. 6-5) estime une température de  $\sim 630 \pm 50$  °C pour la matière carbonée de type 1 et de  $\sim 470 \pm 50$  °C pour celle de type 2. La température atteinte par l'échantillon est estimée par les isopleths du grenat à  $\sim 720 \pm 30$  °C. Puisque la limite supérieure de la calibration de Beyssac et al. (2002) se situe aux alentours de 640 °C, l'estimation thermique faite sur la matière carbonée de type 1 est cohérente. Au contraire, l'estimation thermique obtenue sur la matière carbonée de type 2 n'est pas représentative et sort du domaine de calibration. Ce biais est important, et il conviendra alors, lors de prochaines études Raman de la matière carbonée, de distinguer systématiquement les différents types de matière carbonée. Le type 2 observé lors de cette étude semble apparaître entre 450 et 500 °C. L'évolution des spectres présentés dans la figure 6-8 suggère que l'intensité du pic D2 est au moins dépendante de la température. D'autres investigations sur des échantillons de plus haute température et de différentes pressions devront être entreprises



afin de confirmer cette observation. Avant d'envisager la calibration d'un nouveau géothermomètre il est primordial de déterminer l'origine de la matière carbonée de type 2. Puisque les pics du type 2, D1 et D2, sont situés à des longueurs d'ondes similaires à celles observées pour le type 1, il est logique de penser que la matière carbonée de type 2 présente des anomalies situées dans les mêmes zones de la structure graphitique que celle du type 1.

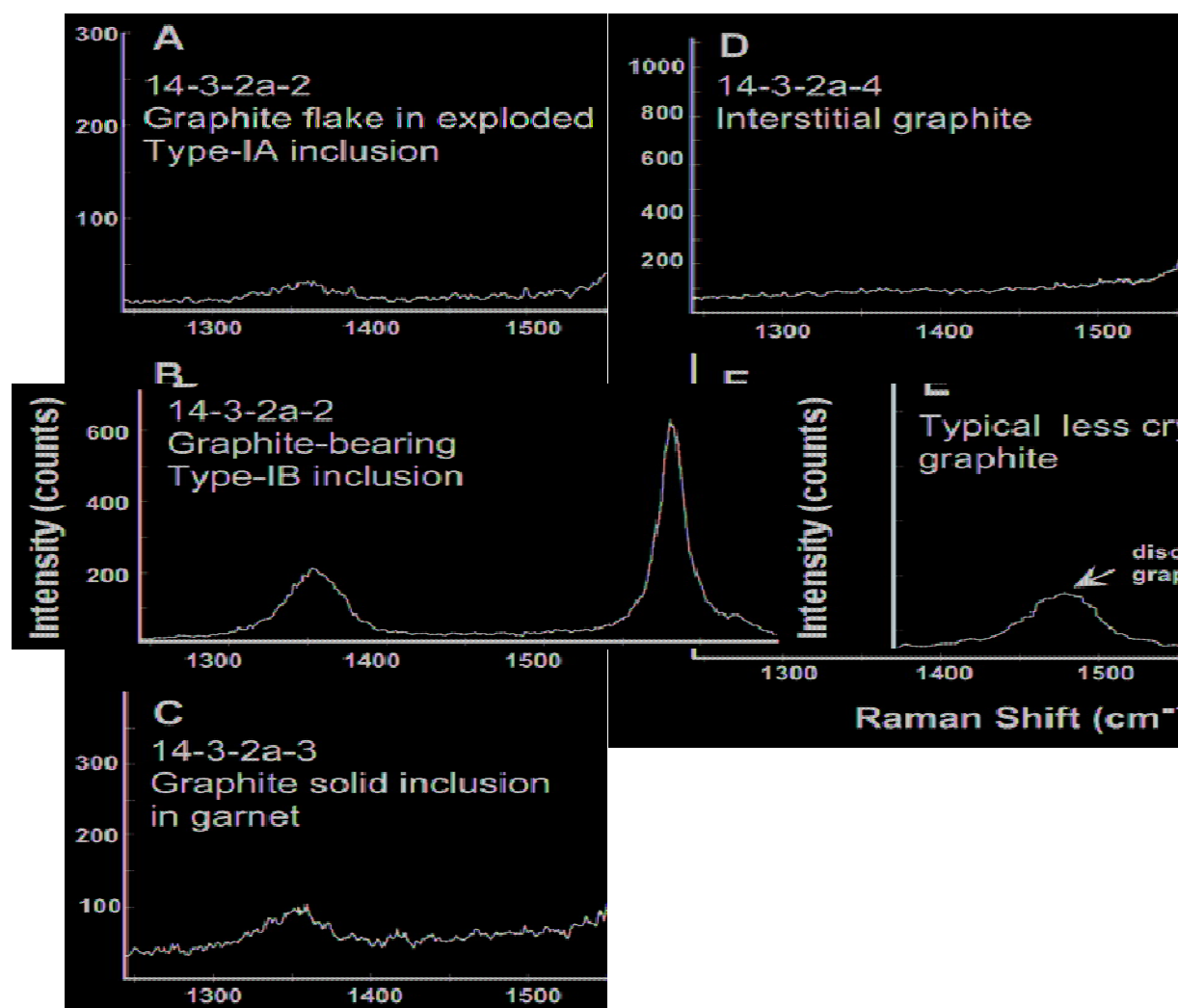


Figure 6-9 : Spectres Raman de la matière carbonée du massif granulitique de Nilgiri (Inde du sud) d'après Satish-Kumar (2005).

D'autres auteurs ont aussi mentionné la présence de matière carbonée désordonnée dans des massifs de haute température. L'étude de Satish-Kumar (2005) porte sur la matière carbonée dans un massif granulitique. L'auteur montre que les cristaux de matière carbonée présentent différents niveaux d'organisation cristalline (Fig. 6-3). En matrice, la matière

carbonée se retrouve sous la forme de graphite (Fig. 6-3d). Les inclusions de matière carbonée montrent quant à elles, des spectres Raman avec un pic D1 plus ou moins développé, qui indique habituellement des conditions de basse température. Satish-Kumar (2005) interprète les spectres aux signatures désordonnées comme issus de la précipitation de matière carbonée depuis des liquides sursaturés en carbone pendant la phase rétrograde postérieure au pic métamorphique.

Contrairement à la matière carbonée de type 2 mise en évidence lors de notre étude, ces spectres ne présentent pas de pic D2 intense. L'acquisition des données Raman s'est faite sur la surface du grain. Il est alors probable que le polissage de la lame mince ait altéré une forme originelle du spectre proche de celle de la matière carbonée de type 2 (Fig. 6-4). Dans le massif de El Oro, bien qu'il soit possible d'interpréter l'origine de la matière carbonée de type 2 comme précipitée depuis un fluide, les conditions thermiques se sont maintenues suffisamment longtemps pour organiser entièrement la matière carbonée en graphite. La présence d'hétéroatomes ou d'autres éléments étrangers est alors probablement nécessaire pour expliquer ces anomalies. Nos analyses microsondes sur la matière carbonée de type 2 n'ont cependant montré aucune anomalie dans les limites de détection des éléments étudiés (jusqu'à 200 ppm).

En conclusion, d'autres études devront être menées pour mieux caractériser ce nouveau type de matière carbonée. Plusieurs méthodes sont envisagées : la spectroscopie infrarouge, l'ICPMS à ablation laser ou encore le microscope électronique à transmission (MET). Néanmoins ces résultats préliminaires suggèrent qu'il sera nécessaire pour les prochaines études par thermométrie RSCM, de distinguer les différents types de matière carbonée afin d'appliquer le thermomètre développé par Beyssac et al. (2002) dans les conditions correctes de calibration.

## **6.2. Cartographies microsonde**

### **6.2.1. Introduction et méthode**

La cartographie chimique quantifiée permet de déterminer la composition des phases de la zone étudiée sur quelques centaines de micron carré. La cartographie chimique est particulièrement utile pour les solutions solides telles que le grenat, la chlorite ou la phengite. En effet lors de l'histoire métamorphique de la solution solide, plusieurs stades de cristallisation et/ou de rééquilibrage du minéral avec les conditions P-T et/ou chimiques sont généralement enregistrés par le minéral. Si les profils en analyses ponctuelles permettent de déterminer sa composition en une dimension, la zonation et les interactions chimiques avec les minéraux adjacents ne peuvent être correctement étudiées qu'à l'aide d'une carte en deux dimensions.

Les cartographies chimiques en éléments majeurs de nos échantillons ont été menées au laboratoire Magma et Volcan de l'université de Clermont-Ferrand. L'acquisition des données s'est fait avec une microsonde CAMECA SX 100, sur lame mince. La tension était réglée à 15 kV, l'intensité du rayon à 100 nA et le temps de comptage était de 300 ms. Les cartes brutes ont été quantifiées en utilisant deux profils d'analyses ponctuelles réalisées avec des conditions standards (15 keV, 10 nA, 180 s par analyse) et en suivant la méthode de Andrade et al. (2005) à l'aide du logiciel XMapTools (Lanari et al., in prep, <http://www.xmaptools.com>).

### **6.2.2. Cartographie sur grenat**

Le grenat choisi pour la cartographie appartient à la migmatite AV-08-29a de la partie inférieure de l'unité de La Bocana. D'après notre étude (voir chapitre 5), ce grenat a cristallisé lors de la fusion incongruente de la biotite pour des conditions thermiques de  $710 \pm 30$  °C. Comme le montre la figure 6-10, le grenat a une forme ovoïde et enfoncée en son bord inférieur. La partie en bas à droite du grenat forme un appendice qui présente des bordures automorphes de  $\sim 150$   $\mu\text{m}$  de large. Le cristal de grenat est bordé par différentes phases : en haut et à gauche par du quartz, en bas et en bas à droite par de la biotite, et à droite par de la sillimanite. Les résultats de la cartographie quantifiée ont permis de calculer les proportions des différents pôles purs qui indiquent une forte zonation asymétrique.

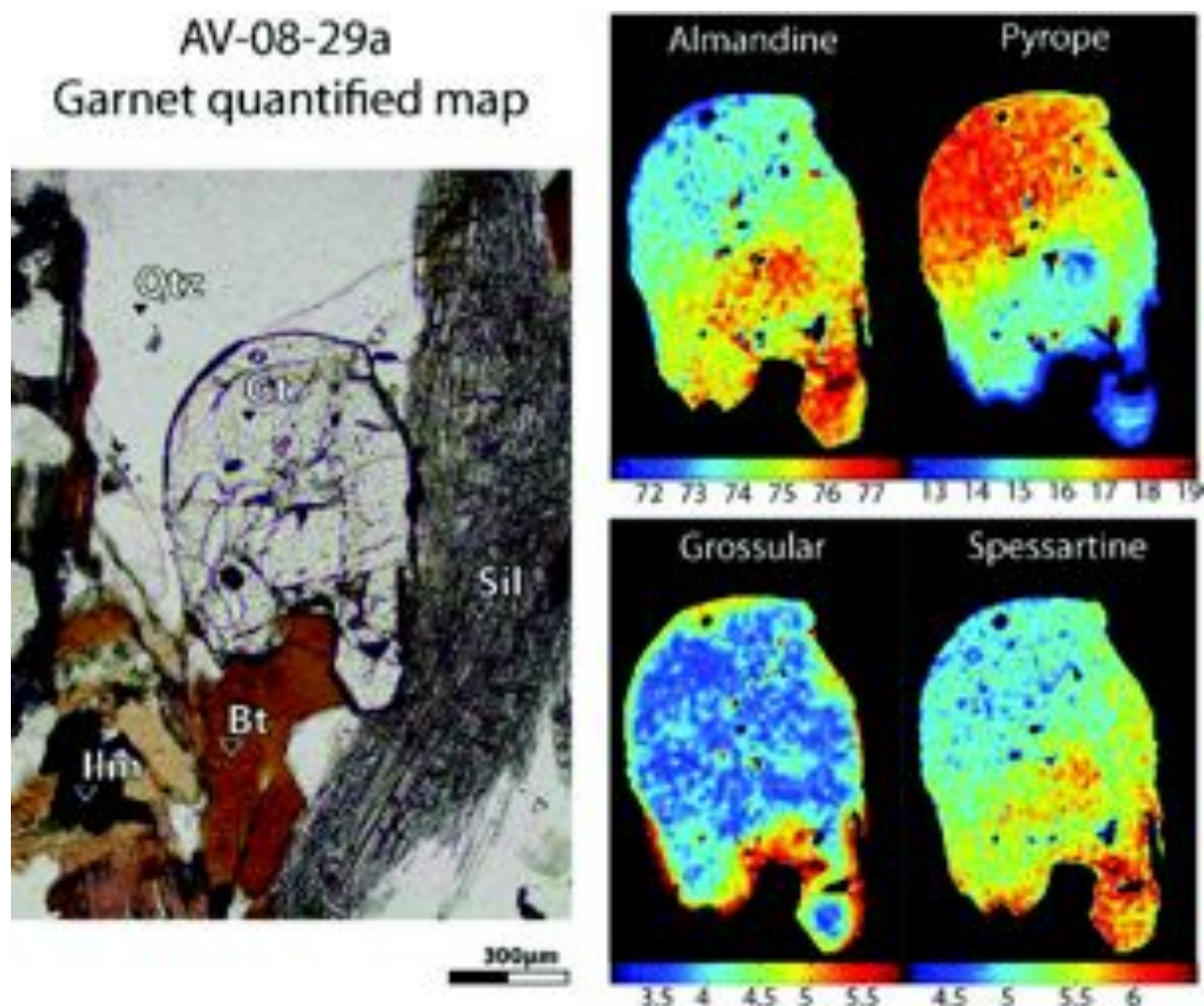


Figure 6-10 : Cartographie d'un grenat au contact avec une biotite rétrograde dans l'échantillon AV-08-29a. La carte a été quantifiée et présente les teneurs en pôles purs : almandin, pyrope, grossulaire et spessartine.

(1) La teneur en pôle almandin (Fe) varie entre 71 et 77 %. La zonation est fortement asymétrique avec une teneur < 72 % dans la moitié en haut à gauche et > 75 % dans la moitié en bas à droite. L'appendice présente de forte teneur en almandin > 76 % avec un appauvrissement sur la bordure.

(2) La teneur en pôle pyrope (Mg) varie entre 12 et 19 %. La zonation se superpose avec celle de l'almandin, pour des teneurs > 17 % dans la moitié en haut à gauche et < 16 % dans la moitié en bas à droite. L'appendice montre une zonation concentrique, des teneurs très faibles en pyrope, et un appauvrissement vers la bordure.

(3) La teneur en grossulaire (Ca) varie entre 3 et 6 %. Le grain est largement dominé, depuis son cœur vers la bordure, par une teneur en grossulaire de 3.5 à 4.5 %. Seules les bordures du grain et spécialement celles en contact avec la biotite montrent une forte zonation avec un enrichissement en grossulaire jusqu'à 6 %.

(4) La teneur en spessartine (Mn) varie entre 4 et 6.5 %. La zonation asymétrique est identique à celle du pôle almandin et montre un enrichissement important dans la moitié en bas à droite et maximal dans la zone de l'appendice.

Classiquement, le grenat qui est un minéral stable sur un large champ P-T, présente au cours de son histoire métamorphique une zonation concentrique (e.g. Le Bayon et al., 2006). Cette zonation s'interprète en termes de différents épisodes de croissance ou de rééquilibrage tardif en fonction des conditions P-T. Ici, la cartographie du grenat met en évidence la présence d'une zonation asymétrique entre les parties supérieure gauche et inférieure droite. La partie supérieure gauche au contact du quartz présente une chimie comparable aux conditions du pic métamorphique avec une faible teneur en pôle almandin et une forte teneur en pyrope (voir pseudosections, chapitre 5). La partie inférieure droite au contact de la biotite, présente une chimie en équilibre avec des conditions de plus basse température, marquée par une teneur plus élevée en almandin et spessartine et une teneur plus faible en pyrope. De plus, la partie inférieure droite montre un enrichissement en grossulaire sur la bordure, qui s'interprète généralement par un rééquilibrage à des conditions de pression plus élevées. Cependant, si le minéral avait connu un rééquilibrage à des conditions P-T différentes, la zonation serait concentrique et non localisée dans la zone de contact avec la biotite.

Notre étude sur l'unité migmatitique à grenat (voir chapitre 5) indique que les grenats ont cristallisé lors d'un seul événement métamorphique. Le système s'est ensuite rapidement refroidi < 350 °C comme l'indiquent les âges Ar/Ar sur biotite à ~ 220 Ma. De plus les grenats étudiés ne montrent pas la zonation inverse qui serait en accord avec un équilibre lors d'un quelconque épisode rétrograde. L'unité inférieure de La Bocana, à laquelle appartient cet échantillon, a connu un fort degré de fusion partielle, où cohabitaient une partie liquide (produit de la fusion) et une partie solide (produits péritectiques et corps résiduels). Dans ces conditions, le grenat est un produit péritectique de la fusion en équilibre avec le liquide environnant. La zonation asymétrique suggère alors un rééquilibrage entre le grenat et le



liquide proche, probablement lors de la cristallisation de la biotite au contact du grenat. De plus, on peut remarquer que la biotite cristallise aux dépens du grenat en invaginant sa bordure inférieure (Fig. 6-10). Le rééquilibrage du grenat en Fe, Mg et Mn est pénétratif et constitue la majeure partie de la zonation asymétrique. L'enrichissement du grenat en Ca est, quant à lui, réservé à la zone de proche contact. Ceci supporte l'hypothèse de la cristallisation de la biotite aux dépens du grenat, puisque la biotite n'incorpore pas de CaO dans son système cristallin.

Pour conclure, l'étude d'un grenat au contact avec une biotite magmatique montre que le grenat présente une forte zonation asymétrique. Cette zonation asymétrique est la conséquence directe du rééquilibrage par diffusion entre la biotite et le grenat. Il en résulte un appauvrissement en Mg ainsi qu'un enrichissement en Fe et Mn du grenat. Les teneurs anormalement élevées en Ca au contact de la biotite sont interprétées comme la conséquence de la résorption du grenat, résultant en la diffusion et la surconcentration en CaO au niveau de la zone de contact. Lors de l'étude P-T d'un massif migmatitique, et plus spécialement lorsque l'on analyse la composition des grenats péritectiques, il est primordial de préciser leurs relations avec les phases au contact. En effet, les estimations P-T par outils thermobarométriques conventionnels sont largement dépendantes de l'équilibre local entre plusieurs phases. Dans le cas de l'unité inférieure de La Bocana, les résultats de la thermométrie grenat-biotite calibrée par Perchuk & Lavrent'eva (1983) donne des températures d'une centaine de degré inférieures aux estimations faites à l'aide des pseudosections. Ces estimations thermiques, aux alentours de 600-650 °C, sont donc symptomatiques d'un rééquilibrage tardimagmatique entre le grenat et la biotite et n'estiment pas les conditions du pic thermique.

### 6.2.3. Cartographie chlorite-phengite

Afin de déterminer les conditions métamorphiques enregistrées par les échantillons métasédimentaires de bas grade, nous avons réalisé une cartographie microsonde sur l'échantillon AV-08-22b appartenant à l'unité de La Victoria. Cet échantillon présente une paragenèse à chlorite-mica-quartz et porphyroblastes de feldspath potassique, généralement peu favorable aux estimations des conditions P-T. Les éléments cartographiés sont Si, Al, Fe, Mg, Na, Ca et K, qui sont présentés dans la figure 6-11.

A partir des données quantifiées, les formules structurales de chaque pixel appartenant aux chlorites et micas blancs ont été calculées. La répartition des éléments sur les différents sites cristallins a été réalisée en utilisant les modèles de solution solide de Vidal et al. (2002, 2005, 2006) pour les chlorites et le modèle de Para et al. (2001) pour les micas blancs. Ces résultats sont reportés dans le diagramme ternaire de la figure 6-12 et une séparation automatique des différents groupes de pixels est appliquée en utilisant une méthode statistique de *clustering* implémentée dans le logiciel XMapTools (Lanari et al., in prep). Pour les chlorites, la distinction entre les deux groupes est basée sur la teneur en sudoïte (Fig. 6-12), qui est dépendante de la proportion de lacunes sur le site M1. Pour les micas blancs, nos analyses sont très proches du pôle muscovite ( $Si = 3$ , Fig. 6-12) avec une teneur légèrement plus riche en céladonite pour le groupe 1 ( $Si = 3.1$ ). Pour chacun des groupes, une composition moyenne en poids d'oxyde a été calculée (chlorite 1 et 2, mica 1 et 2) et utilisée pour les estimations P-T.

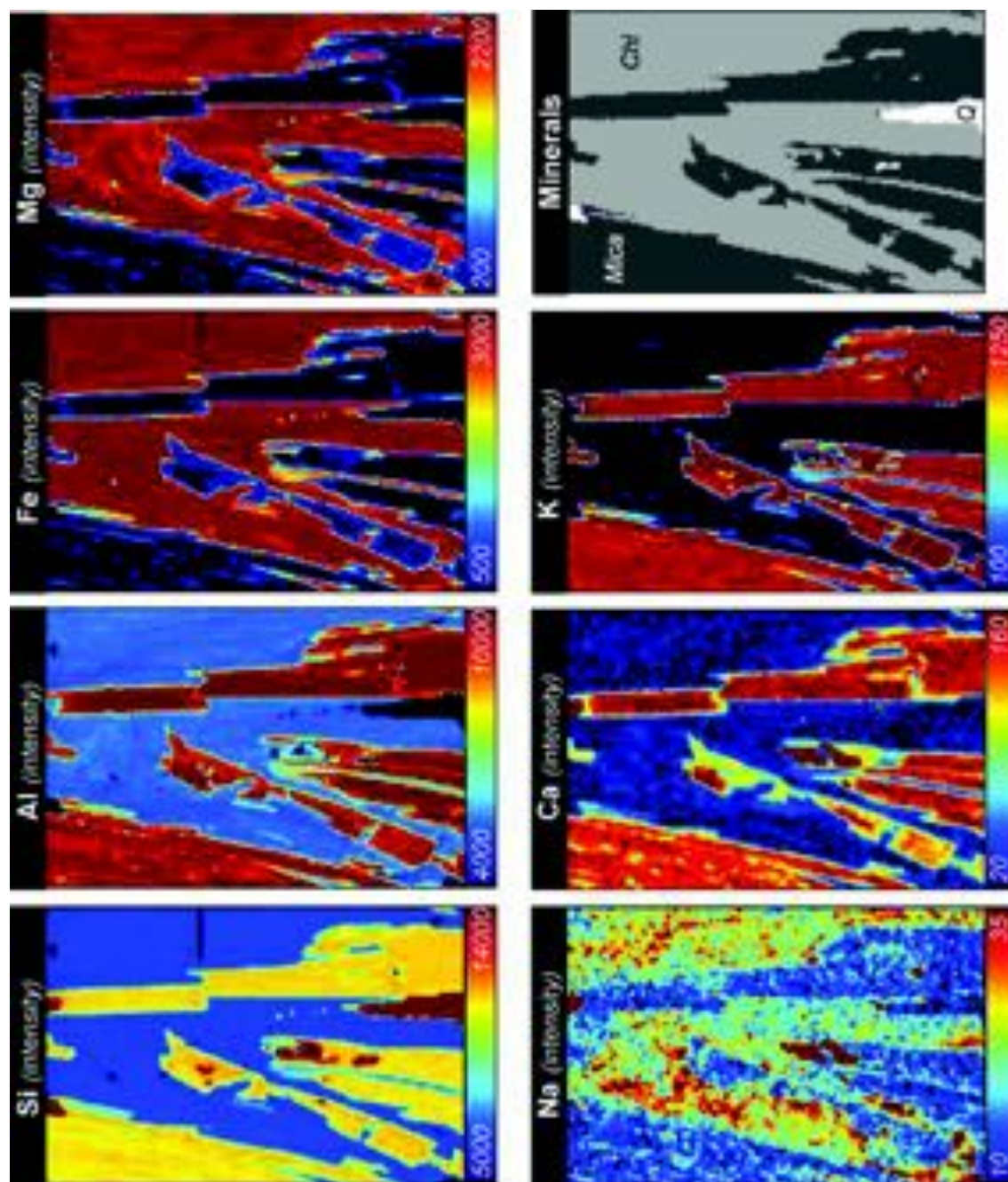


Figure 6-11 : Cartographie d'un assemblage chlorite-phengite dans le métasédiment AV-08-22b. La cartographie a été faite dans l'ombre de pression d'un porphyroclaste de feldspath potassique. La carte d'une dimension de 360 x 240  $\mu\text{m}$ , présente les intensités (nombre de coups) des différents éléments mesurés : Si, Al, Fe, Mg, Na, Ca et K. Les différents minéraux présents dans la lame sont présentés dans la figure en haut et à droite.

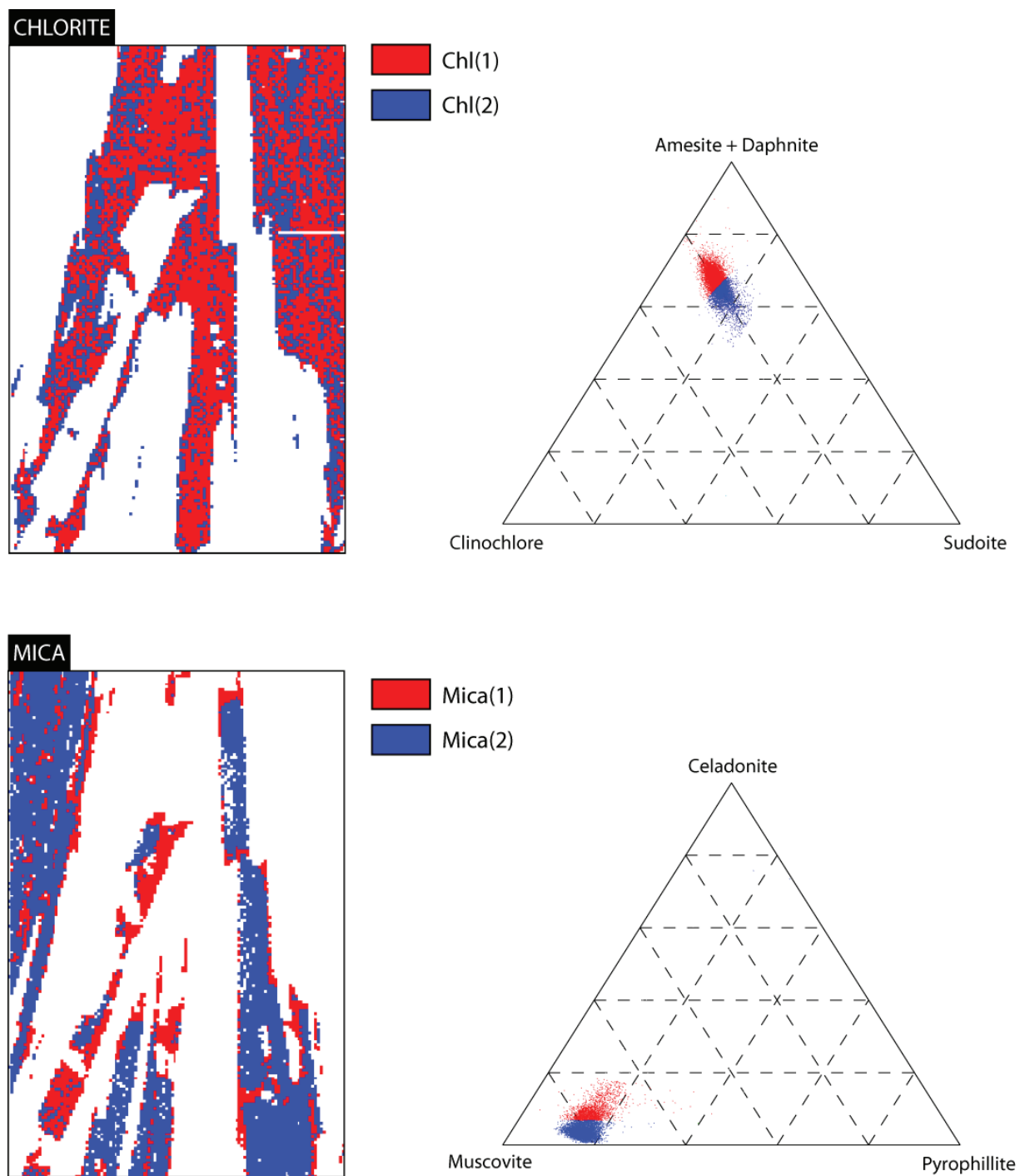


Figure 6-12 : Distinction chimique (à droite) des différentes générations de chlorites (en haut) et de micas blancs (en bas) et représentation des pixels associés de chaque groupe en carte (à gauche).

Pour les micas, on peut tracer dans un champ P-T une ligne le long de laquelle le mica est à l'équilibre avec le quartz et l'eau, et seul l'état d'hydratation de ses lacunes varie (Dubacq et al., 2009). Dans ce cas, pour une pression fixée, on voit que le mica 2 s'équilibre à plus haute température, ce qui est en accord avec les zonations en Na et Si (Fig. 6-13). De plus, les micas 1 sont plus riches en  $\text{Si}^{4+}$  ce qui indique un équilibrage à des pressions plus élevées.

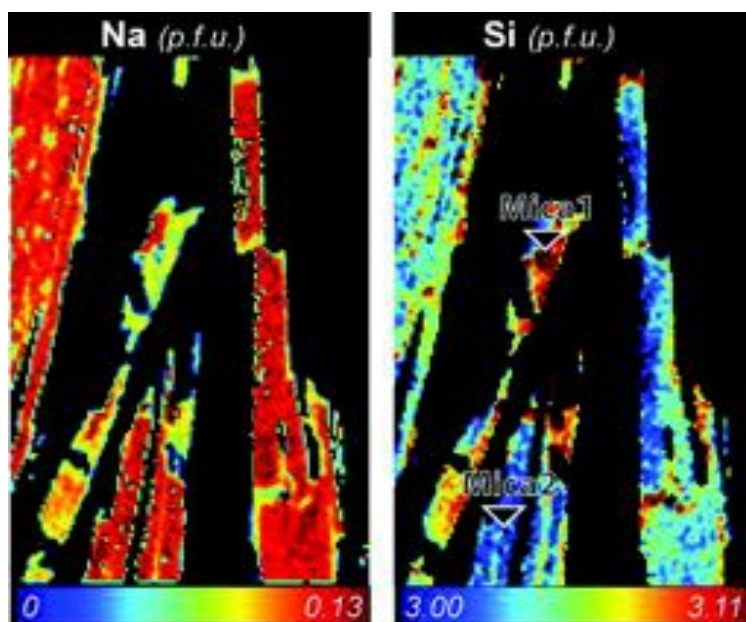


Figure 6-13 : Carte de composition en Na et Si (p.f.u.) des micas blancs. Les deux générations de micas blancs sont indiquées sur la carte en Si (p.f.u.).

Pour les chlorites, il est possible d'estimer la température de cristallisation en utilisant la méthode de Vidal et al. (2005, 2006). La composition des chlorites a été caractérisée en fonction des teneurs en pôles purs suivants : chlinochlore (Chlin), daphnite (Daph), Fe-amésite (Fe-Ame), Mg-amésite (MgAme) et sudoïte (Sud). En considérant un équilibre entre chlorite, quartz et de l'eau, quatre réactions (2 indépendantes) interviennent :

- (1)  $5 \text{ Mg-Ame} + 4 \text{ Daph} = 4 \text{ Chlin} + 5 \text{ Fe-Ame}$
- (2)  $2 \text{ Chlin} + 3 \text{ Sud} = 4 \text{ Mg-Ame} + 7 \text{ Qtz} + 4 \text{ H}_2\text{O}$
- (3)  $16 \text{ Daph} + 15 \text{ Sud} = 6 \text{ Chlin} + 20 \text{ Fe-Ame} + 35 \text{ Qtz} + 20 \text{ H}_2\text{O}$
- (4)  $4 \text{ Daph} + 6 \text{ Sud} = 3 \text{ Mg-Ame} + 5 \text{ Fe-Ame} + 14 \text{ Qtz} + 8 \text{ H}_2\text{O}$



Pour une composition donnée de chlorite, on peut tracer dans un champ P-T les réactions indépendantes (1) et (4), et leur intersection donne les conditions d'équilibre en un point du champ P-T. Néanmoins dans certains cas, en utilisant des compositions naturelles de chlorites, on n'observe pas d'intersection entre les deux réactions. Vidal et al. (2005, 2006) proposent d'ajouter du  $\text{Fe}^{3+}$  afin de faire converger les deux réactions pour une pression donnée. La température d'équilibre de la chlorite, est alors estimée lorsque l'écart entre les deux réactions est inférieur à 30 °C, pour un taux de  $\text{Fe}^{3+}$  donné. Cette méthode fonctionne pour la chlorite 2 et donne une température de 425 °C (Fig. 6-14) pour 0 % de  $\text{Fe}^{3+}$ . Toutefois, pour la chlorite 1, la teneur en sudoïte est très faible (< 0.45 p.f.u.), ce qui rend impossible de tracer les réactions avec de la sudoïte (2, 3 et 4). Ce problème est attribué au calcul de l'activité de la sudoïte qui a des grandeurs d'activité trop importante quand sa teneur tend vers zéro (voir Vidal et al., 2002 pour plus d'informations). En conséquence, seule la réaction (1) est utilisée et tracée dans la figure 6-14 (ligne IRChl1). Puisque la réaction est tracée sans prendre le  $\text{Fe}^{3+}$ , la température estimée est maximale. Cette hypothèse est raisonnable puisque les chlorites 2 s'équilibrent avec un taux de  $\text{Fe}^{3+}$  égal à zéro.

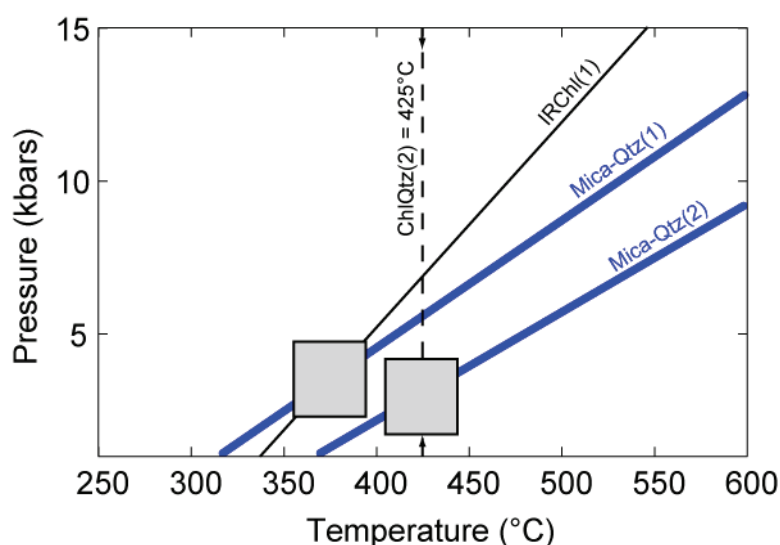


Figure 6-14 : Conditions P-T estimées à partir des multi-équilibres chlorite-phengite.

Les résultats des estimations P-T sont présentés dans la figure 6-14. Les équilibres entre les deux groupes Mica1-Chlorite1 et Mica2-Chlorite2 sont respectivement à  $375 \pm 30$  °C pour  $3 \pm 2$  kbar et  $425 \pm 30$  °C pour  $2.5 \pm 2$  kbar. Le système chlorite-mica blanc semble donc montrer un réchauffement concomitant d'une légère diminution de pression. Ce

trajet P-T est donc cohérent avec la phase prograde du métamorphisme étudiée dans le chapitre 5. Néanmoins, pour ce même échantillon la thermométrie  $T_{\text{max}}$  sur matière carbonée donne  $532 \pm 50$  °C. L'écart de température entre groupe Mica2-Chlorite2 et l'estimation sur matière carbonée peut s'expliquer de deux manières. Soit le groupe Mica2-Chlorite2 s'équilibre lors de la phase prograde et avant le pic thermique, soit l'estimation de  $T_{\text{max}}$  sur matière carbonée surestime la température. Il est important de signaler que l'échantillon AV-08-22b est dominé par les spectres de matière carbonée de type 2 et que dans cette gamme de température il est difficile de distinguer le type 1 du type 2 (voir § 6.1). En conséquence, il est probable que le thermomètre soit biaisé dans ces conditions, et que la température mesurée soit surestimée.

## 7. Etude géochimique

La "paired metamorphic belt" d'El Oro est composée par définition d'une partie HP-BT (unité à faciès schistes bleus d'Arenillas-Panupalí) et d'une partie HT-BP, subdivisée en l'unité de La Bocana et l'unité métagabbroïque de Piedras. L'ensemble continental du Groupe de Tahuin est composé des métasédiments des unités de El Tigre et de La Victoria, des migmatites de La Bocana, et de granitoïdes. Les plutons principaux de Marcabeli et de El Prado intrudent les métasédiments autour de la limite entre les unités de El Tigre et de La Victoria (Fig. 7-1). L'étude géochimique a été effectuée dans l'optique de mieux comprendre les relations génétiques entre le pluton gabbroïque sous-plaqué, les migmatites, les métasédiments et les différents plutons produits lors de l'événement tectono-métamorphique triasique.

### 7.1. Méthodologie

Les analyses chimiques et géochimiques ont été faites au laboratoire de géochimie de l'ISTerre à l'université de Grenoble. J'ai réalisé l'ensemble du protocole analytique, de la préparation des échantillons à leur analyse. Les détails de la procédure ne seront pas détaillés dans cette thèse, mais sont amplement traités dans l'article de Chauvel et al. (2011).

### 7.2. Eléments majeurs

La localisation des échantillons étudiés est présentée sur la figure 7-1, et leurs analyses sur la figure 7-2. Au total, 25 échantillons ont été analysés. L'étude s'est principalement concentrée sur la chimie des sédiments de l'unité de La Victoria et des migmatites de l'unité de La Bocana, puisque de nombreuses analyses des plutons de Marcabeli et de El Prado sont disponibles (Aspden et al., 1995). La figure 7-3 présente les pourcentages des principaux oxydes majeurs en fonction du pourcentage de silice. Les analyses effectuées sur les migmatites sont préliminaires puisqu'elles concernent principalement les migmatites mésocrates à grenat et non les métatexites de la partie supérieure de l'unité de La Bocana. Or

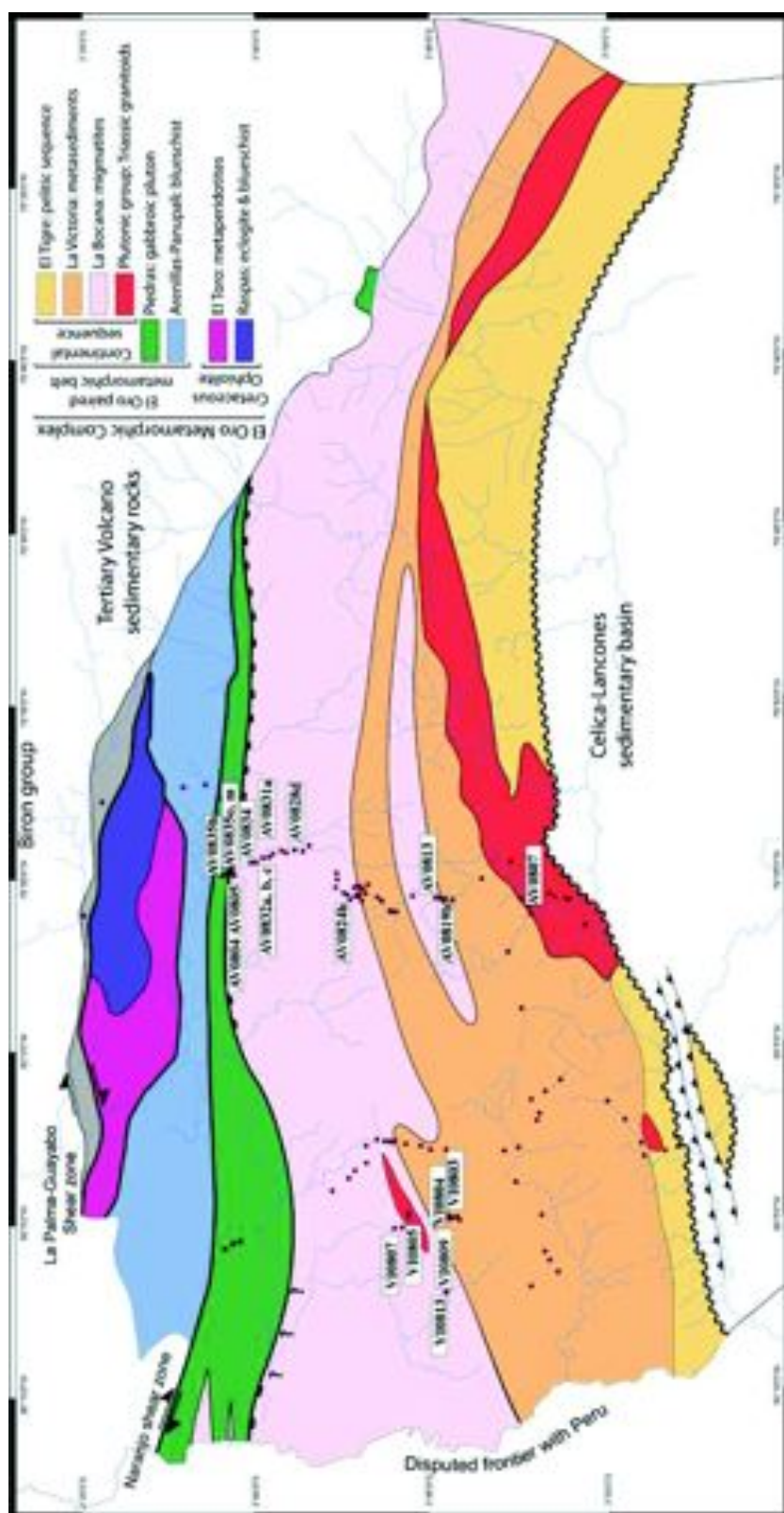
dans les migmatites mésocrates à grenat, le produit de fusion partielle n'est pas séparé du résidu et les analyses sur roche totale ne permettent donc pas de contraindre la composition du liquide produit.

### **7.2.1. Métasédiments de l'unité de La Victoria**

On observe une grande variabilité dans la teneur en silice (entre 50 et 80%) dans les métasédiments, mais ces teneurs sont corrélées avec celles en  $\text{FeO} + \text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{TiO}_2$ . Cette forte variation est cohérente avec un protolithe sédimentaire constitué d'une alternance de niveaux grésopélitiques. Les niveaux à protolithe pélitique sont plus riches en minéraux ferromagnésiens, comparés aux niveaux à protolithe gréseux.

### **7.2.2. Migmatites de La Bocana**

La composition en éléments majeurs des migmatites à grenat est relativement homogène avec un pourcentage de  $\text{SiO}_2$  compris entre 65 et 75 % (Fig. 7-3). L'augmentation du pourcentage de  $\text{SiO}_2$  est corrélée avec la diminution de la teneur en  $\text{FeO} + \text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{TiO}_2$ . Seul l'échantillon VI-08-07ho montre un caractère fortement résiduel avec un pourcentage de  $\text{SiO}_2$  proche de 52 %. L'échantillon VI-08-07, été prélevé au sommet de la partie migmatitique à grenat, présente une forte ségrégation entre résidu et produit de fusion, contrairement au reste de la série à grenat (Fig. 7-4). Deux analyses en éléments majeurs ont été faites sur cet échantillon : sur la partie résiduelle (mélanosome) et sur la partie néoformée (leucosome) (Fig. 7-4). Les résultats soutiennent le fait (Fig. 7-2 et 6-7) que la composition moyenne des diatexites mésocrates à grenat représente un mélange entre le leucosome et le mélanosome.



*Figure 7-1 : Carte de localisation des échantillons étudiés pour les analyses chimiques et géochimiques.*



Sample	Unit	Lithology	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	C	LOI	Total
PU-08-15e	El Biron	Dioritic dyke	55,08	0,24	24,00	2,59	0,04	1,93	9,77	5,33	0,31	<LD	-	0,89	100,18
AV-08-35h dup	Piedras	Ultramafic body	38,23	0,09	4,44	10,85	0,10	33,75	1,43	0,09	<LD	<LD	-	11,28	100,26
AV-08-07	Marcabelli	Granodiorite	66,85	0,76	14,90	4,82	0,08	1,98	4,07	3,44	1,69	0,22	0,01	1,01	99,84
AV-08-13	La Victoria	Metasediment	73,85	0,52	13,25	3,34	0,06	0,99	0,78	2,35	3,36	<LD	0,08	1,58	100,16
AV-08-19b	La Victoria	Metasediment	53,14	0,74	22,24	7,85	0,17	2,63	0,44	1,78	6,97	<LD	0,20	3,16	99,32
VI-08-03	La Victoria	Metasediment	65,16	0,75	15,64	6,61	0,12	2,08	0,26	0,76	3,93	<LD	0,16	2,68	98,15
VI-08-04	La Victoria	Metasediment	81,18	0,51	9,89	2,61	0,04	0,83	0,22	0,77	2,11	<LD	0,03	1,23	99,44
VI-08-05	La Victoria	Metasediment	69,46	0,68	13,92	4,55	0,04	1,29	1,99	2,72	3,32	<LD	0,01	1,43	99,41
AV-08-35o	La Bocana	Mesocratic diatexite	67,89	0,66	14,36	4,54	0,05	1,64	1,56	2,09	3,29	0,12	0,06	2,16	98,42
AV-08-35m	La Bocana	Mesocratic diatexite	66,27	0,74	14,76	5,85	0,10	2,21	3,09	2,70	1,84	<LD	0,13	2,66	100,36
AV-08-34	La Bocana	Mesocratic diatexite	71,68	0,66	12,40	5,47	0,12	1,69	1,81	2,00	2,21	<LD	0,09	1,22	99,35
AV-08-32 c	La Bocana	Mesocratic diatexite	70,49	0,84	13,04	5,47	0,09	1,86	1,61	1,98	2,14	<LD	0,17	2,35	100,04
AV-08-32 b	La Bocana	Mesocratic diatexite	64,31	1,08	14,23	7,61	0,18	3,20	2,61	1,96	2,01	0,13	0,04	2,13	99,50
AV-08-32a	La Bocana	Mesocratic diatexite	69,64	0,80	13,76	4,81	0,07	1,73	1,77	2,41	2,61	<LD	0,15	1,63	99,38
AV-08-31a	La Bocana	Mesocratic diatexite	70,07	0,83	13,34	6,06	0,11	1,85	1,88	1,90	2,06	<LD	0,17	2,15	100,42
AV-08-28d	La Bocana	Mesocratic diatexite	69,20	0,78	14,28	5,29	0,08	1,89	1,76	1,52	2,25	0,20	0,17	2,15	99,56
VI-08-07 ho	La Bocana	Garnet bearing melanosome	52,10	1,14	22,52	8,06	0,09	2,41	1,51	2,85	3,91	0,15	0,80	2,45	98,00
VI-08-09	La Bocana	Mesocratic diatexite	67,92	0,88	13,93	6,50	0,10	1,99	0,36	1,09	4,23	0,22	0,32	1,67	99,21
AV-08-05	La Bocana	Mesocratic diatexite	62,30	0,72	18,51	6,40	0,08	2,24	0,68	1,45	4,84	0,23	0,16	2,88	100,49
AV-08-04	La Bocana	Mesocratic diatexite	66,68	0,66	15,82	6,03	0,21	2,53	0,84	1,58	3,22	<LD	0,21	3,13	100,91
VI-08-07me	La Bocana	Leucosome	82,83	0,15	8,30	1,58	0,01	0,22	0,65	1,73	2,94	<LD	0,14	1,07	99,63
VI-08-09 me	La Bocana	Leucosome	78,57	0,55	8,89	3,36	0,05	0,90	0,11	0,77	3,86	<LD	0,22	1,07	98,35
VI-08-13	La Bocana	Granitic pocket	79,94	0,56	9,96	3,15	0,04	0,85	0,65	1,27	2,51	0,35	0,09	1,14	100,52
AV-08-24b	La Bocana	Granitic body	78,45	0,34	11,11	2,44	0,05	0,79	0,73	1,78	2,39	<LD	0,02	1,22	99,33

Figure 7-2 Composition en éléments majeurs des échantillons du Groupe de Tahuin.

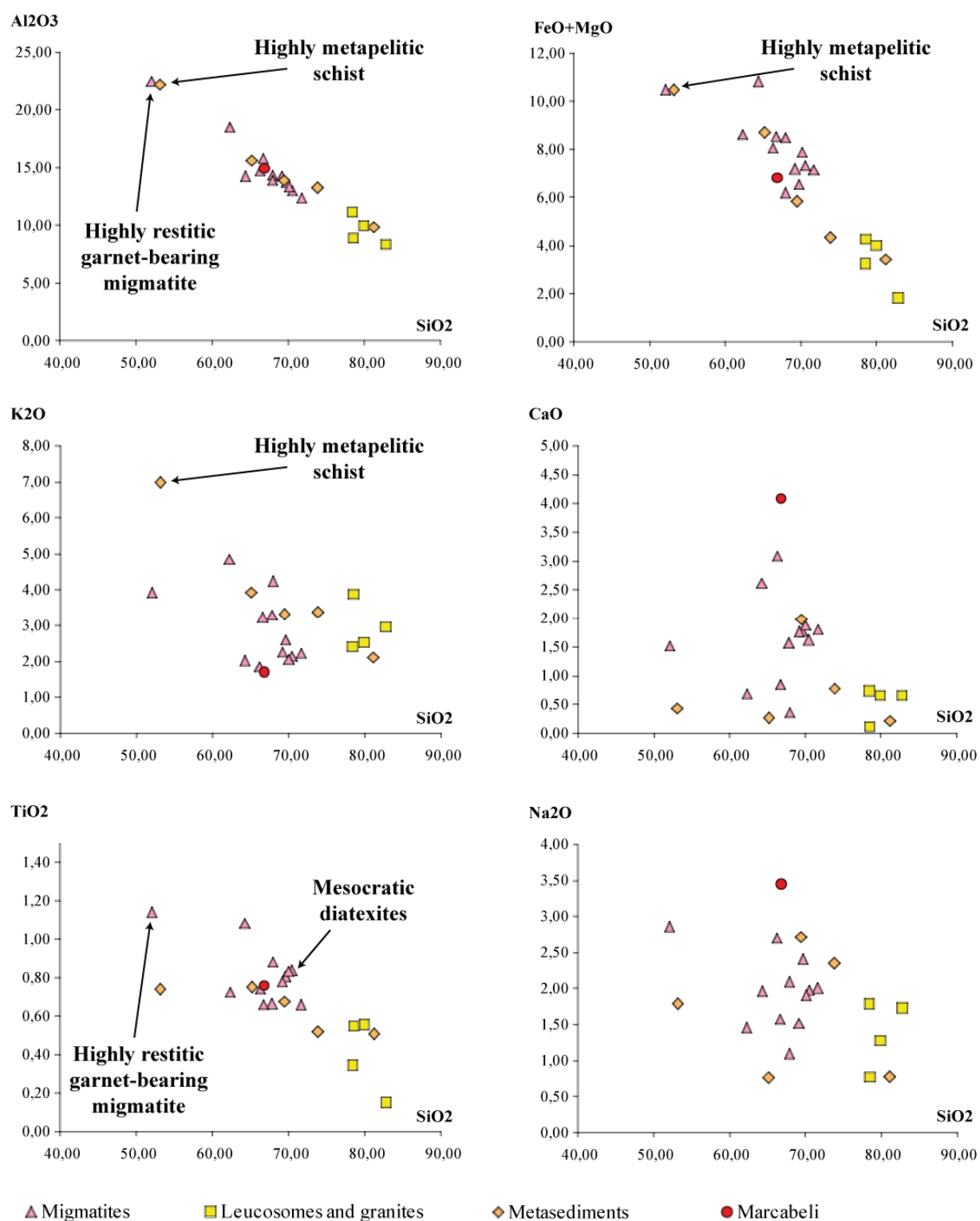


Figure 7-3 : Graphiques Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO + MgO, K<sub>2</sub>O, CaO, TiO<sub>2</sub> et Na<sub>2</sub>O, vs SiO<sub>2</sub> des échantillons de l'unité de La Bocana (triangles, carrés, losanges) et du granite de Marcabeli (ronds)

### 7.2.3. Leucosomes, corps granitiques et unité de Marcabeli

Les analyses sur les leucosomes et les poches granitiques indiquent un fort pourcentage de  $\text{SiO}_2$  ( $> 75\%$  ; Fig. 7-2 et 7-3). Ces roches issues de la fusion partielle de l'unité de La Bocana sont pauvres en  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$  et  $\text{CaO}$ . Elles présentent aussi un enrichissement relatif en  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  par comparaison avec les migmatites à grenat et avec les métasédiments. L'échantillon AV-08-07 appartenant à l'unité Marcabeli (Fig. 7-2 et 7-3) a été prélevé dans une lithologie riche en biotites et amphiboles, de type granodioritique. Comparé aux corps granitiques, AV-08-07 montre un pourcentage en  $\text{SiO}_2$  plus faible, mais est plus riche en  $\text{FeO} + \text{MgO}$  ainsi qu'en  $\text{CaO}$ . La teneur en  $\text{CaO}$  mesurée dans cet échantillon est largement supérieure aux teneurs mesurées dans les métasédiments ou dans les migmatites.

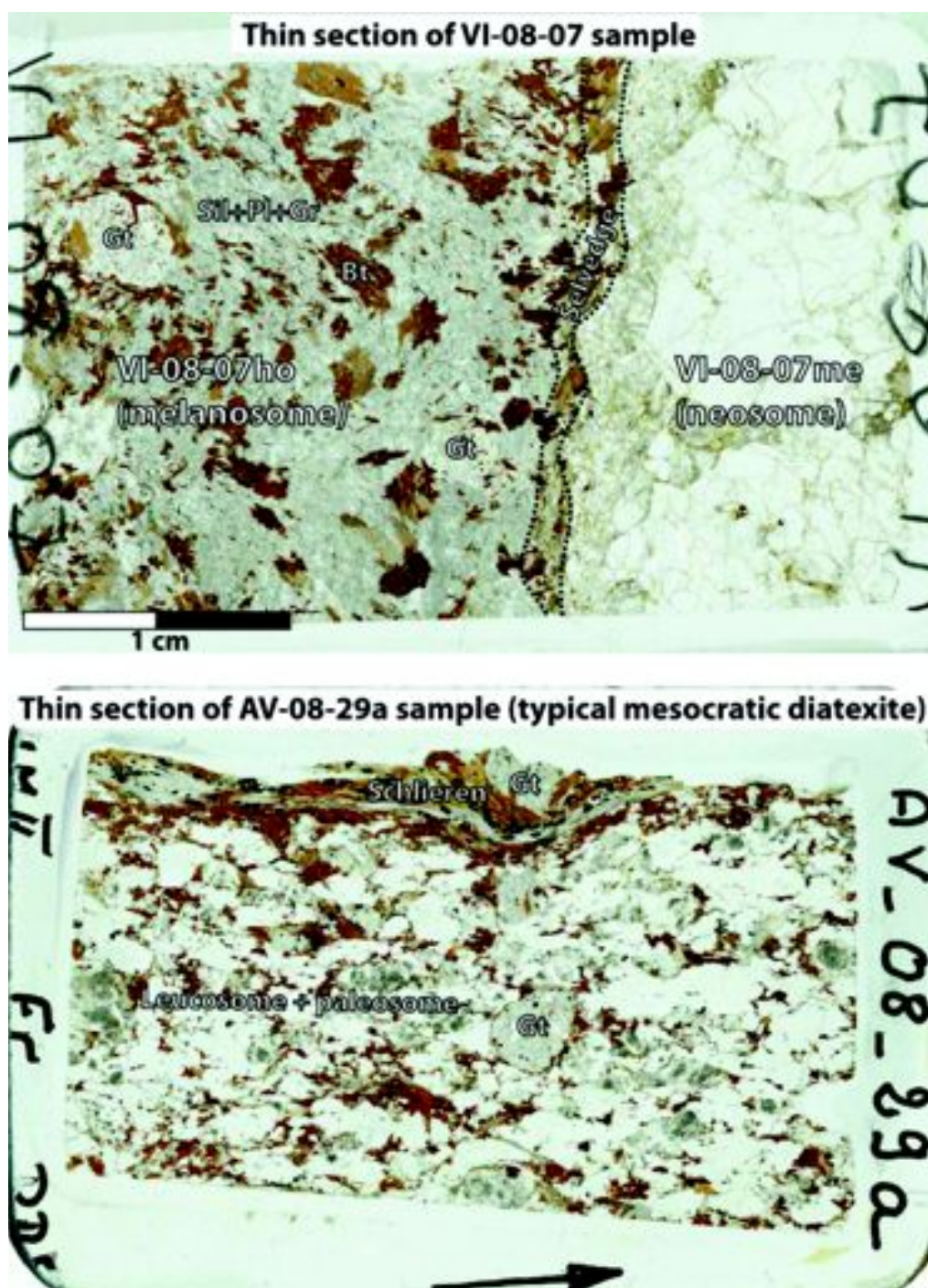


Figure 7-4 : Photographies en lumière polarisée et analysée des deux types de migmatites à grenat de l'unité de La Bocana.

#### 7.2.4. Classification et discussion sur les éléments majeurs

Les diagrammes de classification sont présentés dans la figure 7-5. Tous les échantillons du Groupe de Tahuin ont une signature de type péralumineuse (type S) (Fig. 7-5) indiquant une importante composante crustale. Selon le diagramme de classification des granitoïdes de type S de Sylvester (1998), les plutons de Marcabeli et de El Prado sont du type « Lachlan Fold belt ». A la différence des granitoïdes de haute pression de type collisionnel (Fig. 7-6a), les granitoïdes de Lachlan sont typiques de l'effondrement post-collisionnel avec délamination lithosphérique (Sylvester, 1998). Dans cette interprétation, l'anatexie crustale est provoquée par un upwelling asthénosphérique jusqu'à 50 km de profondeur ou moins (Wickham & Oxburgh, 1987; Thompson & Connolly, 1995), qui entraîne la mise en place de magma basaltique en base de croûte. Contrairement aux Alpes ou à l'Himalaya, les granites péralumineux du type Lachlan ou Hercynien sont associés à la mise en place contemporaine de granites calco-alcalins montrant des évidences d'interactions avec des magmas issus de la fusion du manteau ou de l'asthénosphère (Rottura et al., 1991 ; Pamic et al., 1996 ; Finger et al., 1997).

La figure 7-5 montre une courbe de mélange entre magmas basaltique et granitique pour les granites péralumineux (Sylvester, 1998). Selon le diagramme  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  (Sylvester, 1998), l'échantillon granodioritique AV-08-07 (Fig. 7-2 & 7-3) contient la plus forte composante basique. Pour cet échantillon, la teneur en  $\text{CaO} > 4.5\%$  diffère fortement de celle des produits de fusion partielle *in situ* des métasédiments de La Bocana, qui ont des teneurs en  $\text{CaO} < 1.5\%$ . Le diagramme  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  (Fig. 7-6) montre que l'échantillon AV-08-07 serait issu d'un mélange à hauteur de 40 % avec un magma basique. Seuls les métagabbros de l'unité de Piedras ont une teneur en  $\text{CaO}$  supérieure à 4.5%, généralement proche de 11% (Aspden et al., 1995), et représentent donc très probablement le pôle magmatique basique intervenant dans la composition du pluton de Marcabeli.



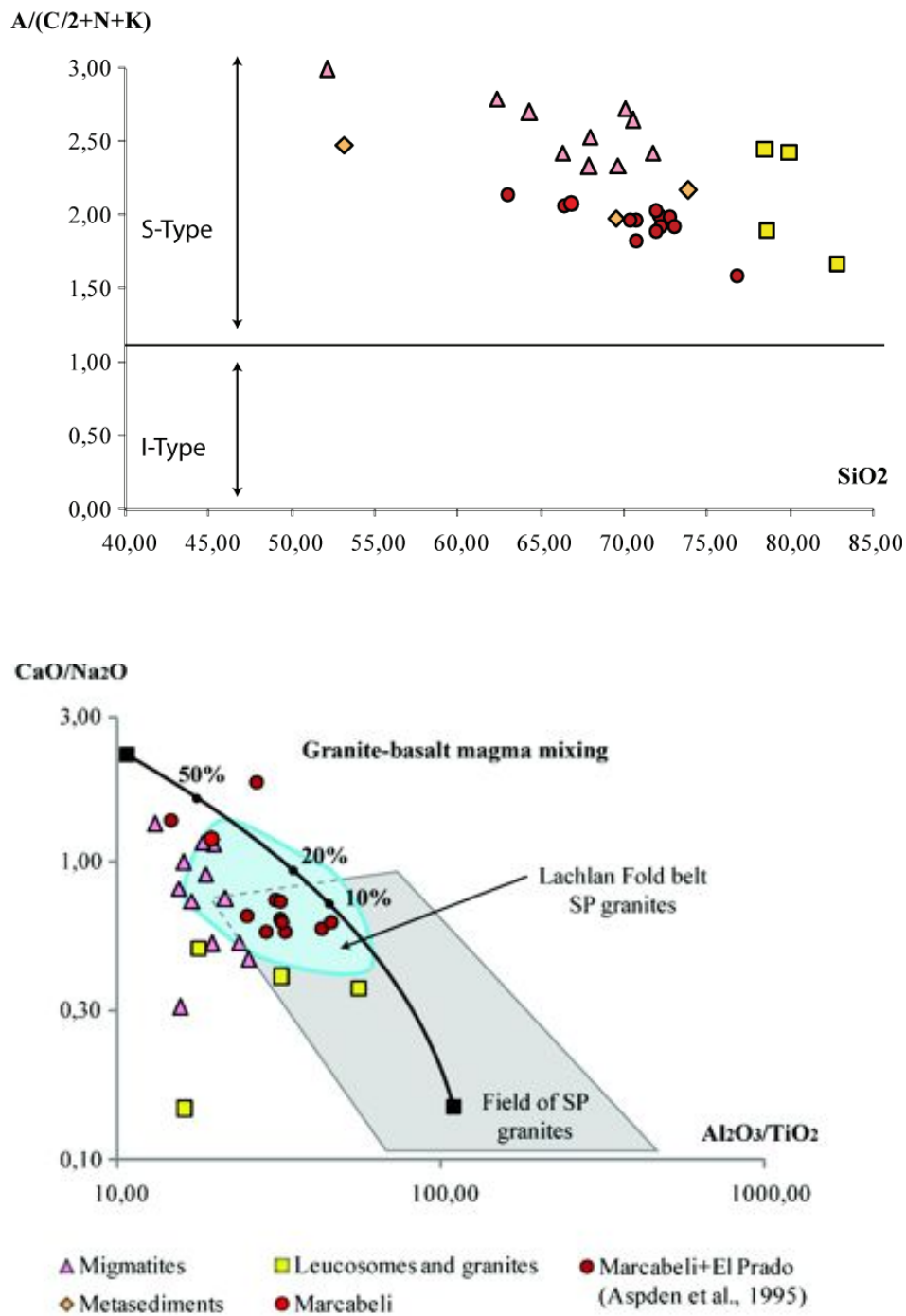


Figure 7-5 : Diagrammes chimiques  $A/(C/2+N+K)$  et  $CaO/NaO$  vs  $Al_2O_2/TiO_2$  des échantillons du Groupe de Tahuin. Le champ moyen des granites SP (fortement péralumineux), des granites de la « Lachlan Fold Belt » et la droite de mélange de magma entre granite et basalte sont tirés de Sylvester (1998). Notez que le champ de la « Lachlan Fold Belt » est typique d'un contexte de haute-température collisionnel, associé à une asthénosphère chaude.

Dans le cas de la « paired metamorphic belt » de El Oro, nos observations structurales montrent une croûte amincie, sans croûte inférieure (possible délamination ?), ainsi qu'un volume conséquent de magma gabbroïque à signature géochimique de type MORB. Cependant, le contexte géodynamique du massif de El Oro au Trias ne peut être considéré comme post-collisionnel (Fig. 7-6), comme le montre la présence d'une unité de haute-pression basse-température accrétée au système, immédiatement après la migmatisation. Quel que soit le contexte, collisionnel ou post-collisionnel, de la mise en place, la genèse des granites péralumineux est symptomatique de la présence d'un manteau anormalement chaud situé à faible profondeur sous la croûte continentale, que celle-ci soit épaissie ou non.

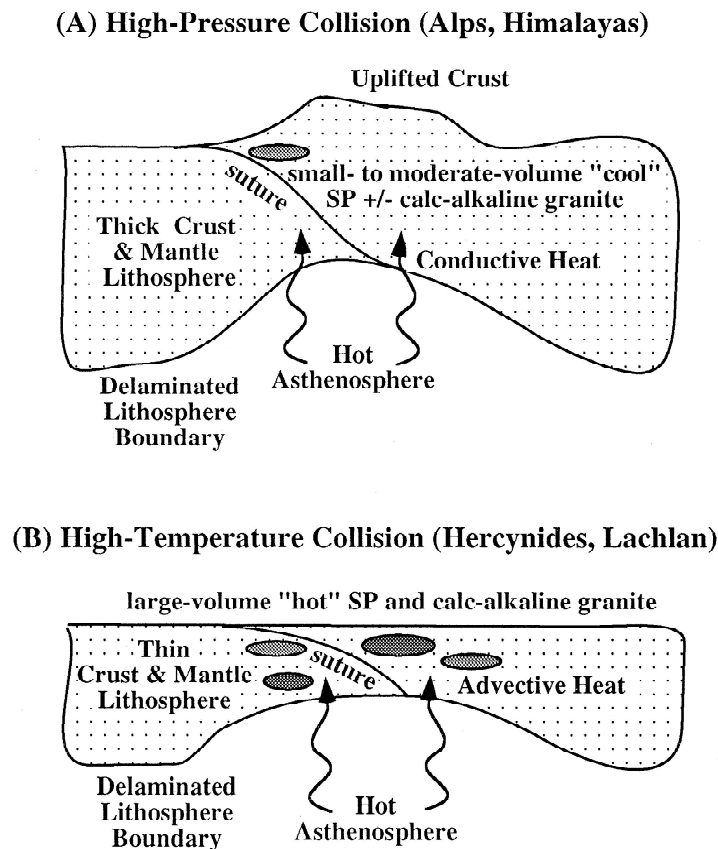


Figure 7-6 : Représentation schématique de la genèse des granites post-collisionnels péralumineux (Sylvester, 1998). (A) Orogène de haute pression. (B) Orogène de haute température.

### 7.3. Eléments traces

Les analyses en éléments traces sont présentées dans les figures 7-7 à 7-12. Les données géochimiques sont préliminaires et devront être complétées. Au total 4 métasédiments, 9 migmatites à grenat, 3 granitoïdes et un corps ultrabasique de l'unité de Piedras ont été analysés. Notons que la partie résiduelle de l'échantillon VI-08-07 (Fig. 7-4) n'a pas pu être analysée en raison de problèmes de dissolution.

<b>SAMPLES</b> <b>LITHOLOGY</b> <b>UNIT</b>	AV-08-15 Metasediments La Victoria	AV-08-19b Metasediments La Victoria	AV-08-19c Metasediments La Victoria	AV0807 Granoriodite Marcabeli	AV0813 Granite La Bocana	AV0824B Granite La Bocana	VI0807me Leucosome La Bocana
Li	49,4	81,5	37,2	26,6	31,3	29,3	7,74
Sc	16,7	16,5	7,06	12,6	8,83	6,16	1,95
Ti	4964	4160	2263	4423	2931	1939	847
V	120	121	51,9	75,6	50,8	33,1	17,4
Cr	81,4	99,3	40,4	31	34,1	29	18
Co	17,9	15,3	7,72	11,4	6,61	5,6	2,35
Ni	35,6	40	12,6	12,2	13,5	11,8	7,78
Cu	0,893	5,14	52,5	14,1	14,7	3,87	23,9
Zn	114	139	70,4	55,7	63,6	38,8	14
As	1,64	2,42	1,29	2,54	0,523	0,226	0,801
Rb	179	308	110	69,8	134	81,7	40,2
Sr	103	102	95,7	162	120	123	190
Y	48,8	38,9	19,1	24,9	24,7	19,4	4,48
Zr	175	145	117	167	216	236	48,6
Nb	18,6	18,2	10,4	7,69	12,3	8,2	3,27
Cd	0,0791	0,0761	0,062	0,0676	0,065	0,0756	0,024
Cs	12,1	21,3	19,4	5,11	6,45	3,84	1,27
Ba	839	943	889	276	545	465	1128
La	72,1	52	22,9	18,8	30,9	18,1	13,2
Ce	157	112	45	40,4	65,1	44	27,5
Pr	18,1	13	5,77	4,75	7,62	4,8	3,12
Nd	67,9	48,3	21,9	18,5	29	18,3	11,6
Sm	13,5	9,74	4,44	3,93	5,79	3,77	2,21
Eu	2,31	1,83	1,41	1,04	1,12	1,08	1,49
Gd	11,1	8,17	3,63	4,05	5,09	3,27	1,73
Tb	1,61	1,22	0,561	0,647	0,756	0,51	0,229
Dy	9,39	7,22	3,52	4,04	4,45	3,23	1,11
Ho	1,78	1,36	0,658	0,851	0,855	0,646	0,161
Er	4,92	3,86	1,93	2,51	2,39	1,91	0,351
Tm							
Yb	4,53	3,7	1,91	2,43	2,23	1,98	0,298
Lu	0,659	0,545	0,276	0,373	0,33	0,286	0,0482
Hf	4,82	4,32	3,23	4,28	5,51	5,95	1,29
Ta	1,39	1,22	1,31	0,669	1,06	0,79	0,316
Tl	1,65	2,4	0,83	0,578	0,999	0,666	0,25
Pb	25,6	24,2	51,2	9,97	38	23,4	35,4
Th	28,4	21,9	7,28	5,9	11,3	7,2	4,6
U	4,1	4,21	2,42	1,51	2,64	1,91	0,685

Figure 7-5: Composition en éléments traces de métasédiments, granitoïdes et migmatites de la "paired metamorphic belt" de El Oro.

<b>SAMPLES LITHOLOGY UNIT</b>	AV0828d Migmatites La Bocana	AV0831a Migmatites La Bocana	AV-08-32b Migmatites La Bocana	AV-08-32c Migmatites La Bocana	AV0834 Migmatites La Bocana	AV0835m Migmatites La Bocana	AV-08-35o Migmatites La Bocana	PU-08-15c Plasioclasite El Biron	AV-08-35h Ultrabasic Piedras
Li	35,7	30,7	31,7	25,8	19,9	23,1	22,4	1,44	4,91
Sc	12,4	16,6	20,8	12,4	14,8	11,7	11,1	9,49	10,4
Ti	4526	4630	6075	4796	4031	4356	3781	1461	450
V	99,2	91,5	134	96,2	75,8	97,6	82,1	62,7	33
Cr	60,4	63	175	54,1	54,7	60,8	52,6	70,5	1490
Co	12,6	12,1	25	16,5	11,2	12	15,5	12	109
Ni	24,8	22,2	51,1	27,3	20	24,2	28,4	24,1	1501
Cu	23,1	25,5	1,49	29,7	28	28,1	15,8	1,36	1,44
Zn	82,7	65,8	113	90,7	54,3	59,1	93	26,3	61,6
As	1,33	1,07	2,13	0,807	0,722	0,585	1,58	0,185	1,25
Rb	96,8	78,1	81,3	73,4	70,9	77,3	116	8,71	0
Sr	141	138	164	143	136	281	180	321	6,47
Y	34,3	38	35,3	34,3	40,9	20,9	27,3	7,7	2,34
Zr	258	346	155	264	203	246	249	108	5,61
Nb	13,3	14,5	14,1	12,9	10,9	6,8	13,7	1,52	0,225
Cd	0,0873	0,103	0,0782	0,101	0,0784	0,0835	0,114	0,0468	0,00759
Cs	3,11	2,31	3,65	2,89	2,08	2,71	4,74	0,625	0,433
Ba	663	645	595	738	884	525	689	414	3,12
La	39	43,6	24,3	39,1	37,9	34,3	34,5	3,74	0,444
Ce	83,9	92,2	53,5	83,3	81,8	62,9	71,1	6,61	1,08
Pr	9,79	10,5	6,45	9,65	9,31	6,83	8,64	0,788	0,156
Nd	37,8	39,8	25,3	36,6	35,7	23,6	32,3	3,36	0,783
Sm	7,94	7,73	5,71	6,94	6,91	3,54	6,47	0,901	0,241
Eu	1,31	1,39	1,36	1,37	1,35	0,982	1,62	0,736	0,133
Gd	6,77	6,34	6,17	6,19	6,5	2,45	5,66	1,16	0,328
Tb	0,988	0,97	0,998	0,98	1,06	0,321	0,868	0,191	0,0626
Dy	5,96	6,25	6,17	6,2	7,04	2,64	5,04	1,27	0,383
Ho	1,17	1,32	1,22	1,18	1,42	0,762	0,951	0,263	0,0805
Er	3,46	3,88	3,56	3,34	3,99	2,98	2,63	0,785	0,247
Tm									
Yb	3,4	3,58	3,41	3,13	3,67	3,79	2,51	0,746	0,247
Lu	0,486	0,527	0,493	0,461	0,534	0,592	0,372	0,115	0,0411
Hf	6,45	8,25	3,96	6,57	5	6,45	6,41	2,39	0,156
Ta	0,682	0,804	0,726	0,681	0,555	0,317	0,962	0,111	0,012
Tl	0,705	0,6	0,641	0,562	0,526	0,613	0,93	0,0701	0,0535
Pb	11,9	17,1	10,7	15,9	14,1	9,3	24,6	8,67	0,596
Th	14,1	15,8	7,24	14,1	14	12,4	12,7	0,678	0,0357
U	1,26	1,34	1,1	1,01	0,963	0,673	2,25	0,766	0,0135

Figure 7-6 : Composition en éléments traces de métasédiments, granitoïdes et migmatites de la "paired metamorphic belt" de El Oro (suite).

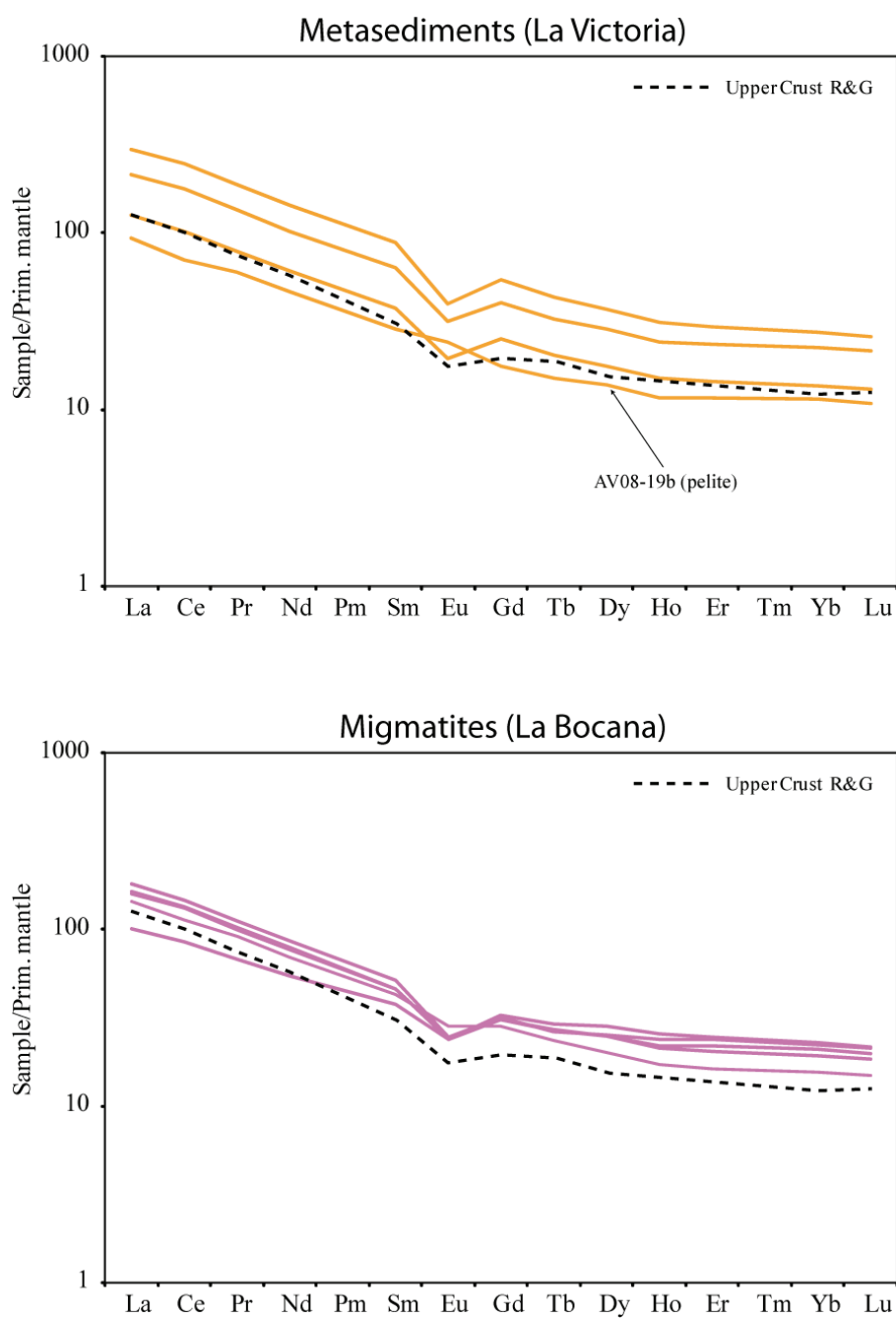


Figure 7-7 : Spectres de terres rares, normalisés au manteau primitif des métasédiments de l'unité de La Victoria (en haut) et des migmatites à grenat de l'unité de La Bocana (en bas). La composition de la croûte continentale supérieure est d'après Rudnick & Gao (2003).



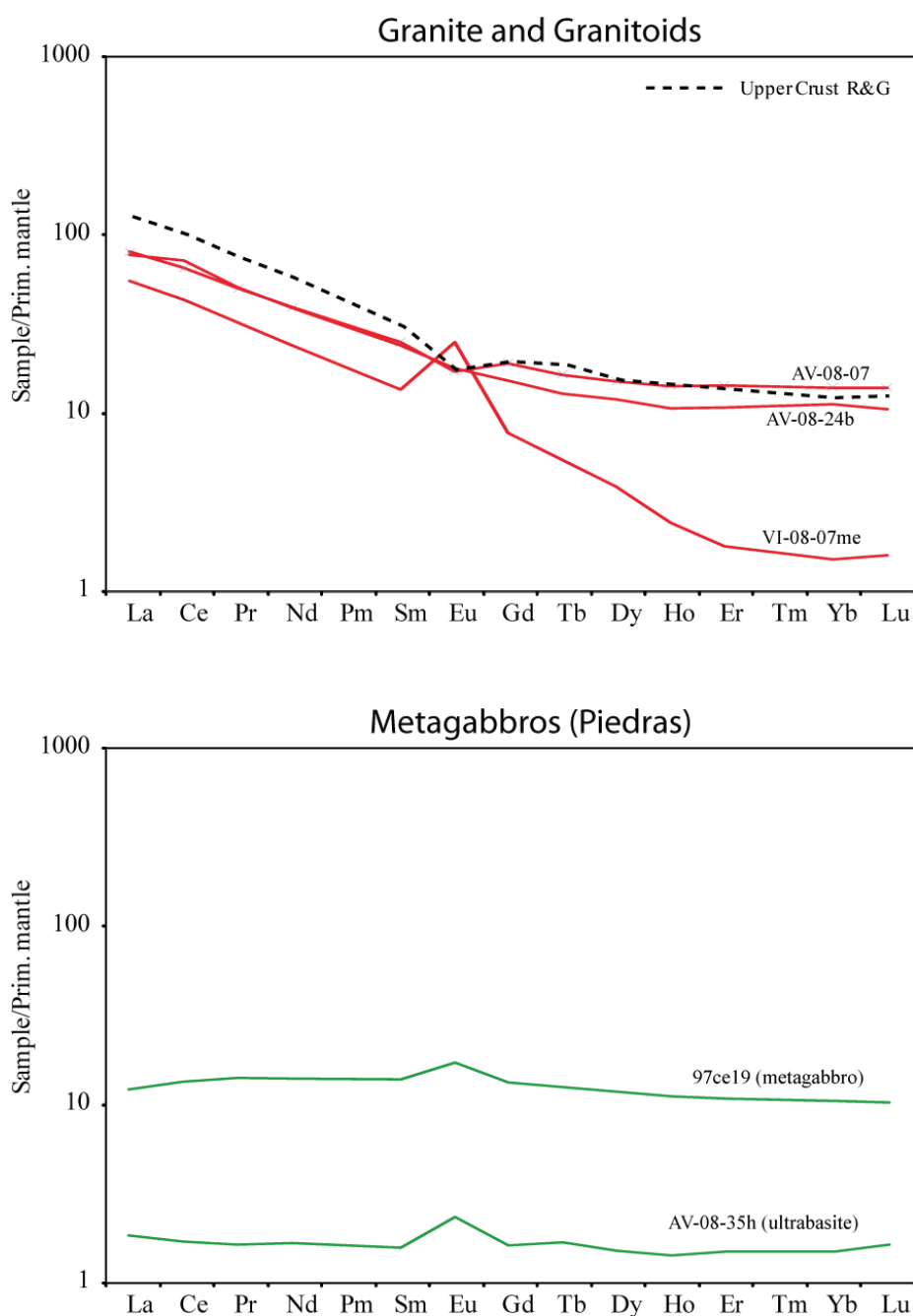


Figure 7-8: Spectres de Terres Rares, normalisés au manteau primitif des granites et granitoïdes du Massif de El Oro (en haut) et des métagabbros de l'unité de Piedras (en bas). En haut, l'échantillon VI-08-07me représente le leucosome au contact du résidu de fusion de l'échantillon VI-08-07 (Fig. 7-4). L'échantillon AV-08-24b a été prélevé au sommet de l'unité de La Bocana (au sud) dans un petit corps granitique. En bas, les valeurs de l'échantillon sont tirées de l'étude géochimique de Gabriele (2002). La composition de la croûte continentale supérieure est d'après Rudnick & Gao (2003).

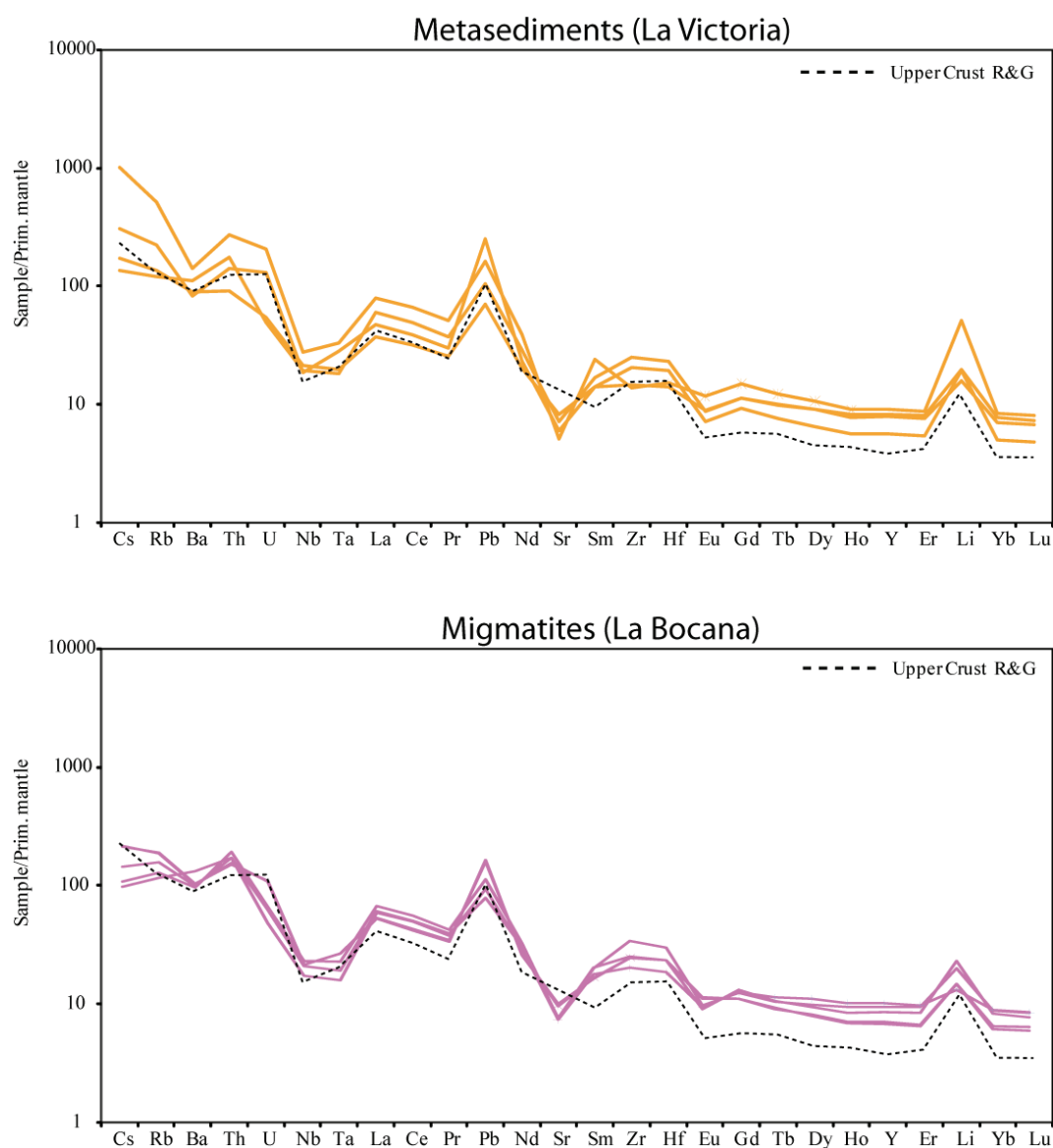


Figure 7-9: Spectres multi-éléments étendus normalisés au manteau primitif (McDonough & Sun, 1995) de la série continentale du groupe de Tahuin. En haut, échantillons métasédimentaires de l'unité de La Victoria. En bas, échantillons migmatitiques à grenat de l'unité de La Bocana. La composition de la croûte continentale supérieure est d'après Rudnick & Gao (2003).

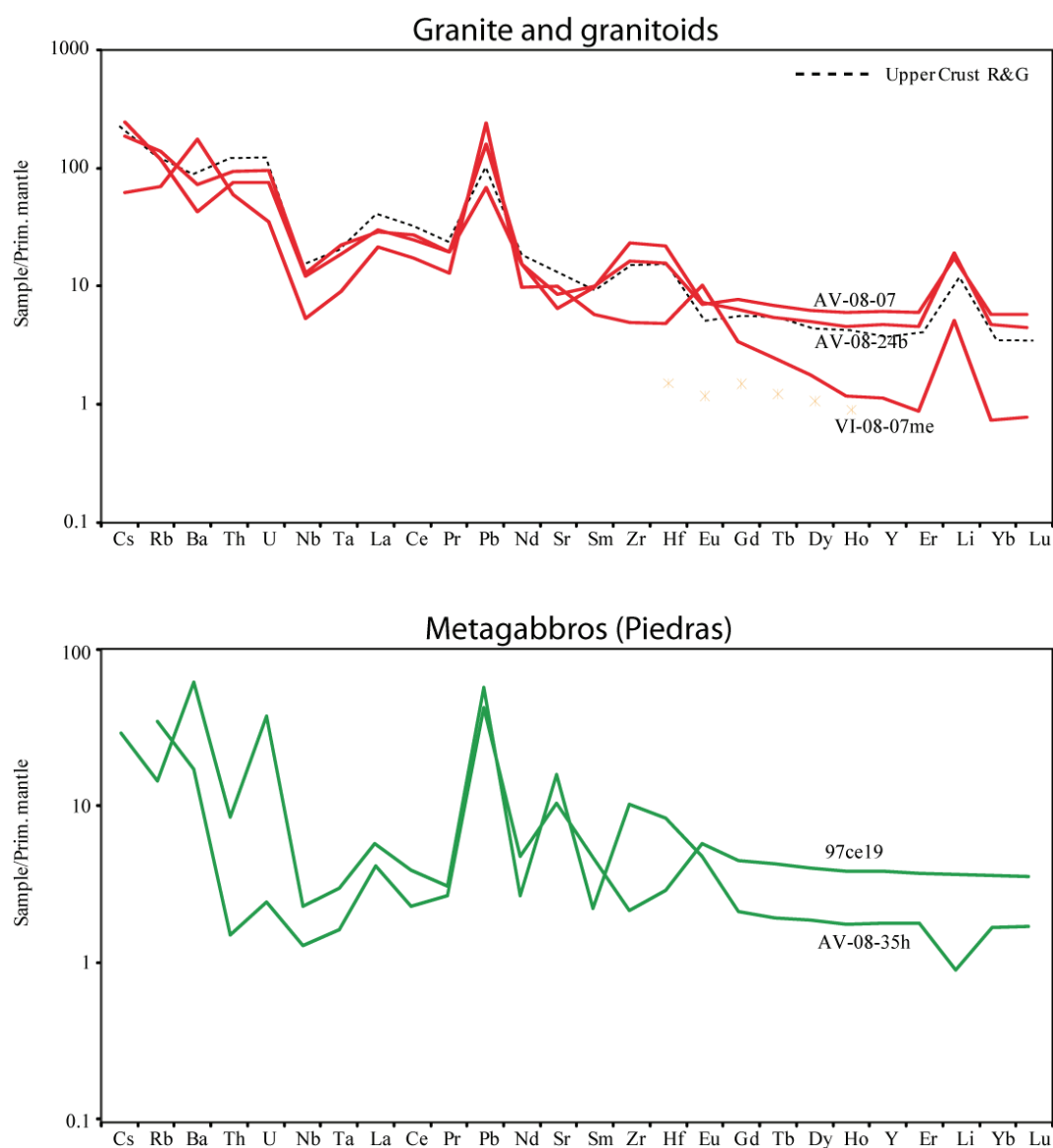


Figure 7-10 : Spectres multi-éléments étendus normalisés au manteau primitif (McDonough & Sun, 1995) des plutons triasiques du massif de El Oro. En haut, granites et granitoïdes des unités de Marcabeli et de La Bocana. En bas, métagabbro et ultrabasite de l'unité de Piedras. La composition de la croûte continentale supérieure est d'après Rudnick & Gao (2003).

### 7.3.1. Groupe de Tahuin

La plupart des échantillons analysés appartenant à l'ensemble continental du Groupe de Tahuin sont largement enrichis en Terres Rares par rapport au manteau primitif (McDonough & Sun, 1995) (Fig. 7-9 & 7-10). Leurs spectres présentent une forme concave vers le haut avec un enrichissement en Terres Rares légères comparé aux Terres Rares lourdes. Hormis VI-08-07me, la composition de l'ensemble des échantillons est proche de la composition moyenne de la croûte supérieure (Rudnick & Gao, 2003). Les métasédiments et migmatites sont généralement plus enrichis en Terres Rares mais conservent la même forme spectrale, alors que les échantillons de granitoïdes AV-08-07 et AV-08-24b sont légèrement appauvris. Dans leur majorité, les échantillons métasédimentaires et migmatitiques (à grenat) présentent une anomalie négative en Eu, à l'exception de l'échantillon pélitique AV-08-19b, qui présente une légère anomalie positive en Eu. Tandis que les spectres de Terres Rares des métasédiments et migmatites sont relativement similaires entre eux, les spectres des granitoïdes montrent des variations significatives. L'échantillon AV-08-07 (granodiorite de Marcabeli) présente un appauvrissement en Terres Rares légères par rapport à la croûte supérieure et une légère anomalie négative en Eu. Contrairement à l'échantillon AV-08-07, l'échantillon granitique AV-08-24b situé en haut de la pile migmatitique, montre un spectre comparable à celui de la croûte supérieure, sans l'anomalie négative en Eu. L'échantillon VI-08-07me est un leucosome de fusion *in situ* associé à un résidu à grenats (Fig. 7-4). Le spectre de cet échantillon est singulièrement différent ; en effet, il montre un fort appauvrissement relatif en Terres Rares lourdes, proche de la composition du manteau primitif pour les éléments Er, Tm, Yb et Lu. VI-08-07me présente aussi la plus forte anomalie positive en Eu.

Les spectres de Terres Rares étendus sont présentés dans les figures 7-11 et 7-12. Les spectres ont une forme générale proche de ceux de la moyenne de la croûte supérieure (McDonough & Sun, 1995). Toutefois les métasédiments, les migmatites et dans une moindre mesure, les granitoïdes montrent tous une anomalie négative en Sr, comparée à la valeur moyenne de la croûte supérieure. L'ensemble des échantillons métasédimentaires et migmatitiques à grenat présente aussi un léger enrichissement en éléments lourds (à partir de Sm) par rapport à la composition moyenne de la croûte supérieure. L'échantillon VI-08-07me présente quant à lui un appauvrissement en Sm, Zr et Hf, ainsi qu'en éléments lourds, de Gd à

Lu, relativement à la croûte supérieure. VI-08-07me montre aussi une anomalie positive en Ba.

### **7.3.2. Unité de Piedras**

L'échantillon ultrabasique AV-08-35h appartenant à l'unité de Piedras présente un spectre de Terres Rares faiblement concave vers le haut. L'échantillon est légèrement enrichi par rapport au manteau primitif (McDonough & Sun, 1995) avec une anomalie positive en Eu. La forme générale du spectre est semblable de celle des métagabbros de la même unité (échantillon 97ce19 ; Gabriele, 2002). Cependant les métagabbros sont plus enrichis en terres rares d'un facteur 10 par rapport au manteau primitif, et leur spectre montre une forme faiblement convexe vers le haut.

## **7.4. Discussion et conclusions sur l'étude géochimique**

Le premier résultat de l'étude géochimique est de montrer la grande similarité entre les spectres de Terres Rares et de multi-éléments étendus des métasédiments de l'unité de La Victoria et des diatexites mésocrates à grenat de l'unité de La Bocana. Cette grande similarité renforce la nature métasédimentaire du protolithe de l'unité de La Bocana. De plus, comme le montrent les spectres de Terres Rares et les spectres de multi-éléments étendus, la composition géochimique des diatexites mésocrates à grenat est homogénéisée par rapport à celle des métasédiments. L'homogénéisation des spectres confirme le fort pourcentage de fusion partielle observé dans l'unité inférieure de La Bocana par la perte presque totale des structures sédimentaires héritées.



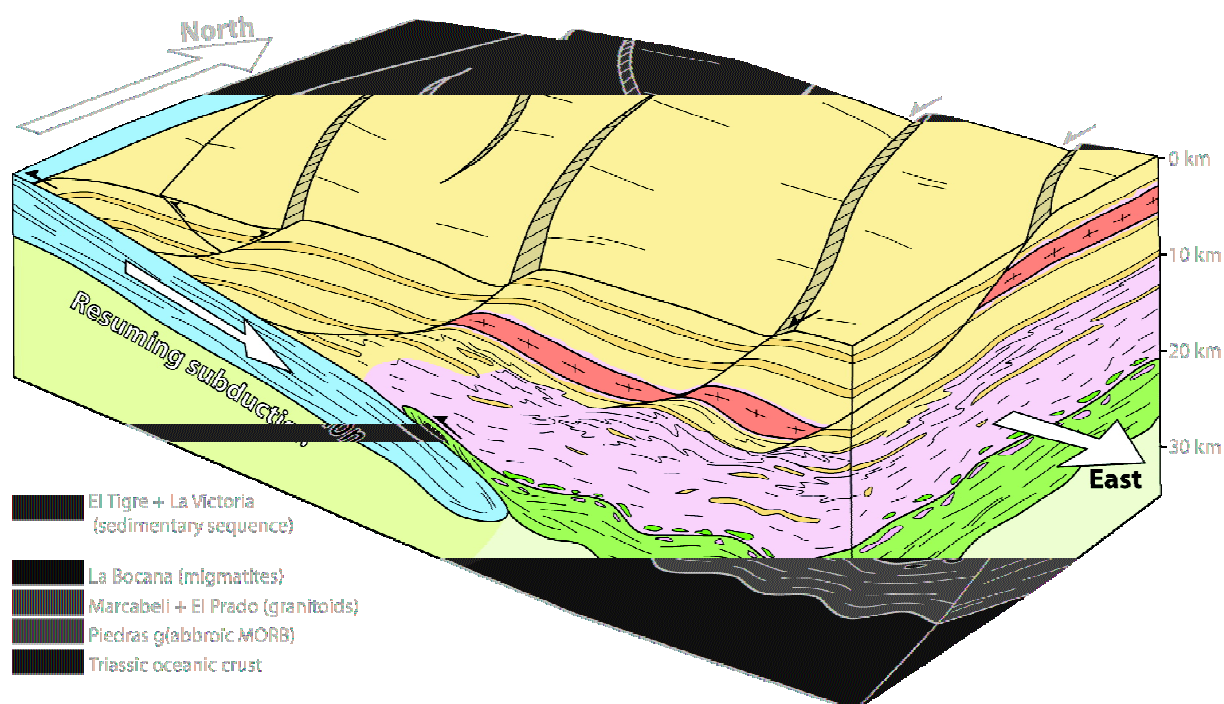


Figure 7-11 : Bloc diagramme schématique du massif de El Oro durant le Trias supérieur.

Dans un second temps l'étude géochimique montre que les corps granitiques (AV-08-24b) et l'unité de Marcabelli (AV-08-07) ont des signatures proches de celles de la moyenne de la croûte supérieure (Rudnick & Gao, 2003). Cette signature est clairement contrôlée par celle des métasédiments de l'unité de La Victoria (Fig. 7-9 & 7-10). Les plutons de granitoïdes du Groupe de Tahuin sont donc en majeure partie issus de la fusion partielle des métasédiments de La Bocana. Cependant la proportion modale de CaO ( $\sim 5\%$ ) de l'échantillon de granodiorite AV-08-07 du pluton de Marcabelli (voir §7.1 et Fig. 7-2) est trop élevée pour être issue uniquement de la fusion partielle des métasédiments ( $\text{CaO} < 1.5\%$ ). Puisque aucun sédiment carbonaté n'a été observé sur le terrain, la seule source possible permettant l'ajout de CaO dans le système est une contribution de l'unité gabbroïque de Piedras où la proportion modale moyenne en CaO est proche de 10% (Aspden et al., 1995). Si l'ajout d'un terme probablement basique (Piedras) est nécessaire, la signature géochimique de ce terme n'est pas visible dans les spectres en éléments traces de l'échantillon AV-08-07. Ceci peut s'expliquer par la faible teneur en éléments traces de l'unité de Piedras par rapport aux métasédiments (facteur 10), et donc par un effet de dilution de la signature des métagabbros. Près des trois quarts de l'unité de La Bocana sont composés de migmatites mésocrates à grenat. Comme le

montre l'analyse de l'échantillon VI-08-07me, le liquide produit lors de la cristallisation péritectique du grenat est fortement appauvri en Terres Rares lourdes (Fig. 7-10). Il en résulte que le liquide représenté par l'échantillon VI-08-07me ne peut être la source des plutons granitiques (AV-08-24b) et de Marcabeli (AV-08-07). Cette interprétation est confortée par le fait que les migmatites de la partie inférieure de La Bocana n'ont pas une composition résiduelle. Nous avons vu dans le chapitre 5 que deux réactions de fusion partielle ont lieu dans l'unité de La Bocana. La première, à basse température entre 640 et 690 °C, s'observe dans la partie supérieure (sans grenat) de l'unité de La Bocana et implique la fusion de la muscovite. La seconde, de plus haute température ( $> 690$  °C), est observée dans la partie inférieure de l'unité de La Bocana et implique la fusion de la biotite ainsi que la cristallisation de grenats péritectiques. Puisque la seconde réaction fractionne fortement les Terres Rares, seule la première réaction (qui ne cristallise pas de grenat) peut être à l'origine de la signature géochimique des plutons de l'ensemble de Tahuin. Cette observation a des conséquences importantes sur la genèse des granites ainsi que sur la rhéologie des roches lors de la fusion partielle. Pour des conditions de fusion partielle de basse température, entre 640 et 690°C (fusion de la muscovite), il existe un contraste critique de rhéologie entre les parties fondues (métapélitiques) et les parties résistantes non fondues (quartzitiques), permettant au liquide produit de se collecter et d'être transféré le long de structures dilatantes (dans les niveaux résistants). De plus dans ces conditions, le liquide produit a un volume supérieur aux réactifs l'ayant engendré, facilitant son ascension. La réaction étant endothermique, la température n'augmente que lorsque la totalité de la muscovite est consommée. Le système peut alors atteindre les conditions thermiques nécessaires à la fusion de la biotite ( $> 690$ °C). Dès lors, la fusion partielle se généralise, et le grenat cristallise. L'alternance métasédimentaire est peu à peu disloquée, et comme les liquides produits sont en volume inférieur aux réactifs (Rushmer, 2001), ils sont moins mobiles. La lithologie produite, observée dans la partie inférieure de l'unité de La Bocana et présentée dans la figure 7-4, est constituée d'un mélange entre résidus de fusion (riche en grenat et biotite) et liquides de fusion qui n'ont que peu ou pas migré (diatexites mésocratiques à grenat). Le fait que les liquides ne soient pas transférés est confirmé par les textures quasi magmatiques observées, et par les signatures géochimiques identiques entre ces migmatites à grenat et les métasédiments de La Victoria.

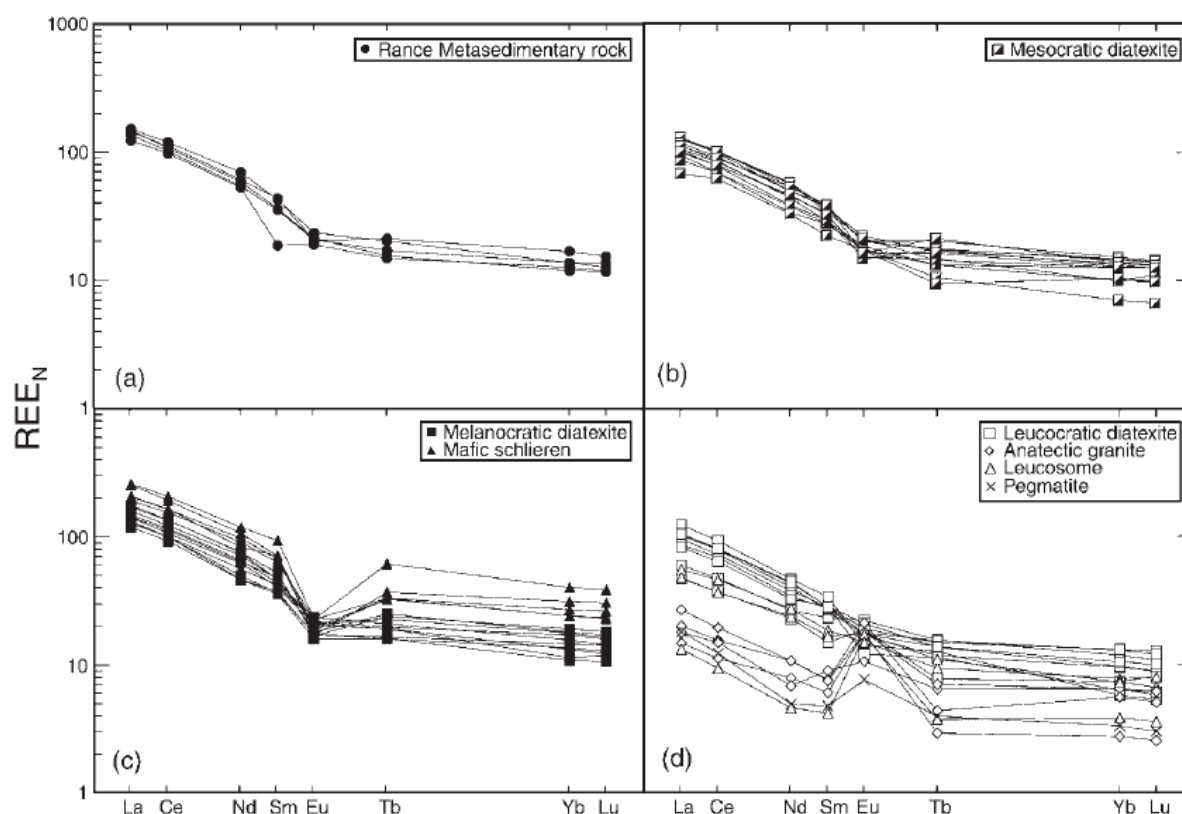


Figure 7-12 : Diagrammes de Terres Rares normalisés aux valeurs de la chondrite (Taylor & Gorton (1977), des roches métasédimentaires (a), des diatexites mésocrates (b), des diatexites mélanocrates et schlieren (c), et des diatexites leucocrates, granites d'anatexie et des bandes leucosomiques (d), d'après Milord et al. (2001).

Dans un troisième temps, les résultats préliminaires de l'étude géochimique indiquent donc que les granites et granitoïdes mis en place lors de l'événement anatectique sont des produits de fusion de partielle de basse température, entre 640 et 690 °C. Lorsque la température devient suffisante pour provoquer la fusion par déshydratation de la biotite, les liquides produits deviennent peu mobiles et le système ne permet plus le transfert de liquides vers le haut de la série. Ce résultat préliminaire doit être confirmé par l'analyse systématique des leucosomes et spécialement celle des migmatites de la partie supérieure de l'unité de La Bocana (sans grenat), afin de valider que ces leucosomes ont des signatures proches de celles des granites et granitoïdes. Néanmoins, ce résultat est soutenu par l'étude de Milord et al. (2001) sur un massif migmatitique à protolithe pélitique et grauwaqueux proche de celui observé dans le massif d'El Oro. Leur étude géochimique sur des migmatites issues de la

déshydratation de la muscovite (sans grenat) indique que les spectres de Terres Rares des différentes parties migmatitiques, et ceux des métasédiments non affectés par la fusion partielle, sont similaires (Fig. 7-14).

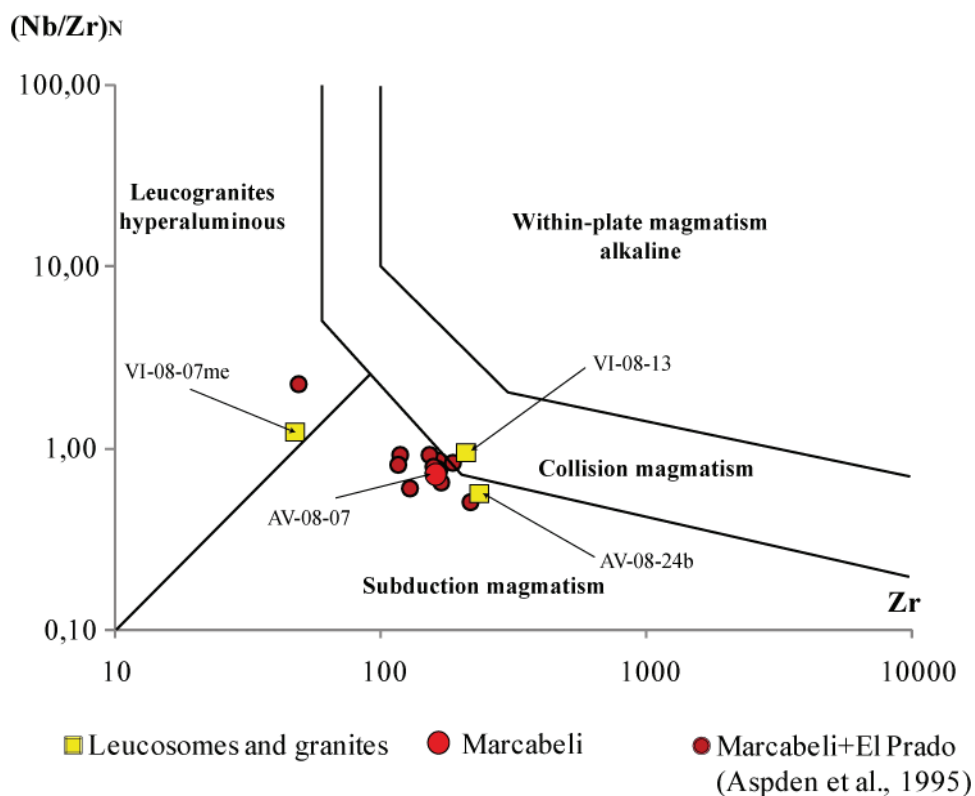


Figure 7-13 : Position des échantillons des granitoïdes du groupe de Tahuin dans le diagramme Zr vs  $(Nb/Zr)_N$  (d'après Thiéblemont & Tegye, 1994).

Finalement, le diagramme  $(Nb/Zr)_N / Zr$  (Thiéblemont & Tegye, 1994) présenté dans la figure 7-15 situe les plutons granitoïdiques du Groupe de Tahuin majoritairement dans le champ du magmatisme de subduction, à la limite avec le magmatisme de collision. Il est pourtant clair d'après nos études structurales et géochimiques que la fusion partielle à l'origine des plutons est en très grande partie crustale. La position des plutons granitoïdiques du Groupe de Tahuin dans le champ du magmatisme de subduction semble alors plutôt souligner une source mixte, avec un pôle mantellique.

## 8. Modélisation numérique de l'événement thermique

### 8.1. Introduction

L'approche de la modélisation numérique a pour but de tester la vraisemblance de nos interprétations, à l'aide de modélisations nourries par les données géologiques obtenues au cours de cette étude. Lors de la mise en place d'un pluton au sein d'une pile sédimentaire, les principaux facteurs jouant sur ses conditions de refroidissement sont : sa température de mise en place, la durée de sa mise en place, son volume, et la conductivité thermique du pluton et de l'encaissant. C'est généralement par la simplification du système géologique étudié et l'exploration de ses caractéristiques physiques principales, que les résultats obtenus par modélisation numérique permettent de valider ou d'invalidier le modèle géologique envisagé. Le but de notre approche est de mieux contraindre les conditions de la mise en place du pluton gabbroïque de Piedras (durée, volume, etc...) et ses effets sur l'anatexie de l'encaissant.

Dans le cadre de l'étude de la "paired metamorphic belt" de El Oro les principales questions posées à la suite de l'étude géologique sont les suivantes :

- La mise en place du pluton gabbroïque de l'unité de Piedras, en base de croûte, est-elle à l'origine de la fusion partielle de l'unité de Bocana ?
- La présence d'un manteau sous-jacent anormalement chaud est-elle nécessaire pour maintenir la fusion partielle entre 230 et 225 Ma ?
- Quelle est l'influence de la mise en place des plutons de Marcabeli et de El Prado sur l'état thermique de la zone ? Quels ont été leurs durées de mise en place ?
- Quelles sont les conditions de refroidissement du Groupe de Tahuin ? Peut-on modéliser les âges obtenus par les différents systèmes radiométriques ?



## 8.2. Principes physiques

Le code utilisé afin de générer les modèles numériques présentés dans ce chapitre s'appelle Gale. Dans le cadre de cette thèse j'ai été formé à l'utilisation de ce code par Guillaume Duclaux au CSIRO (Perth, WA). Nous avons principalement travaillé sur des problèmes de rifts inversés, ce qui m'a permis de me familiariser avec le code. Ce code aux sources libres de droit (GNU), est développé par Moresi, L.N., F. Dufour, and H.-B. Mühlhaus (2003) (voir [cig-long@geodynamics.org](mailto:cig-long@geodynamics.org)) et régulièrement mis à jour. Ce code fonctionne en parallèle, en 2D ou 3D, et permet de résoudre des problèmes géologiques liés aux orogènes, au rifting et à la subduction. Ce code est donc particulièrement bien adapté au système géologique étudié.

L'infrastructure de Gale est fondamentalement basée sur la gestion de particules. Les particules stockent toutes les informations relatives aux propriétés physiques du matériau, comme la densité, la déformation, et la diffusivité thermique. Entre chacune des étapes du calcul, une grille régulière (éléments finis) est créée. Les propriétés des matériaux sont alors interpolées depuis les particules sur la grille, et les équations de Stokes sont résolues sur cette grille. Une fois que les équations de Stokes sont résolues, la grille est retenue uniquement pour fournir une bonne approximation pour la prochaine étape.

Gale résout les équations de Stokes et du transport de chaleur avec un large panel de rhéologies visqueuses et plastiques. Les propriétés physiques des matériaux sont suivies en utilisant les particules, ce qui permet de distinguer finement les interfaces, mais aussi d'autoriser un grand pourcentage de déformation. L'ensemble de ces équations est détaillé dans la documentation disponible en ligne à l'adresse suivante :

<http://geodynamics.org/cig/software/gale>

## 8.3. Modèles numériques thermiques

### 8.3.1. Introduction

Afin de préciser les conditions thermiques lors de la mise en place du complexe gabbroïque et de la migmatisation de La Bocana, différents modèles 2D de diffusion

thermique ont été réalisés. Ces modèles sont uniquement basés sur le transport de la chaleur. La viscosité des roches est fixée à une valeur de  $10^{25}$  pa.s. Les résultats de l'étude métamorphique (voir chapitre 5) ont montré que la majeure partie de l'extension a eu lieu avant l'épisode anatectique. De ce fait la déformation n'est pas prise en compte dans nos modèles. La géométrie du modèle correspond à une section de 28 km d'épaisseur pour 15 km kilomètres de large. Afin de faciliter la comparaison entre les résultats de la modélisation numérique et ceux de l'étude métamorphique, les résultats sont présentés sous la forme de modèles schématiques.

### 8.3.2. Mise en place du pluton de Piedras

Le matériau entre 0 et 24 km de profondeur représente la section crustale complète des unités El Tigre, La Victoria et La Bocana. La diffusivité utilisée est de  $1.2 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , correspondant à une valeur moyenne de la croûte supérieure (Whittington et al., 2009). La productivité thermique est définie à  $1.8 \times 10^{-6} \text{ W} \cdot \text{m}^{-3}$  (Fowler, 2005). Le matériau à la base du système entre 24 et 28 km de profondeur représente le corps gabbroïque de l'unité de Piedras. La diffusivité thermique utilisée est de  $6 \times 10^{-7}$  et la productivité thermique utilisée est de  $0.5 \times 10^{-6} \text{ W} \cdot \text{m}^{-3}$  (Fowler, 2005). Le gradient thermique appliqué initialement au modèle est présenté dans la figure 8-1. Le gradient pour la partie continentale est  $\sim 25 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$  et légèrement plus élevé que le gradient conductif normal de la croûte continentale  $\sim 20 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$  (Stüwe, 2007). Le choix du gradient s'est fait au regard des estimations P-T précédant l'événement tectono-métamorphique triasique (voir chapitre 5). Dans le cadre de l'étude de la mise en place par sous-placage du corps gabbroïque de Piedras, seuls les effets de la température initiale du pluton et son temps de mise en place ont été étudiés.

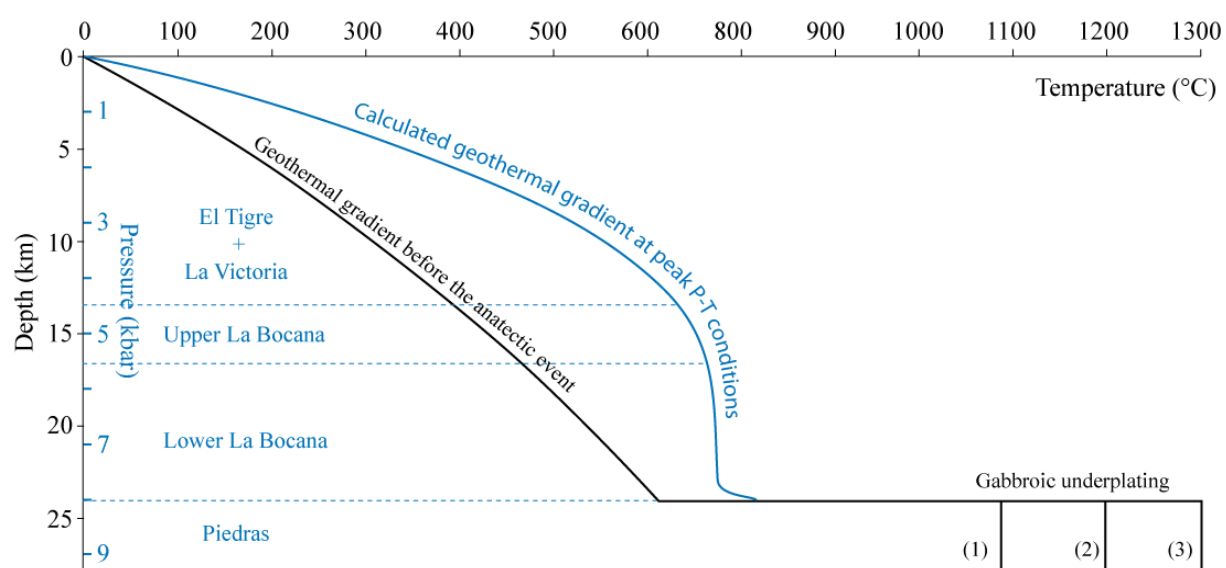
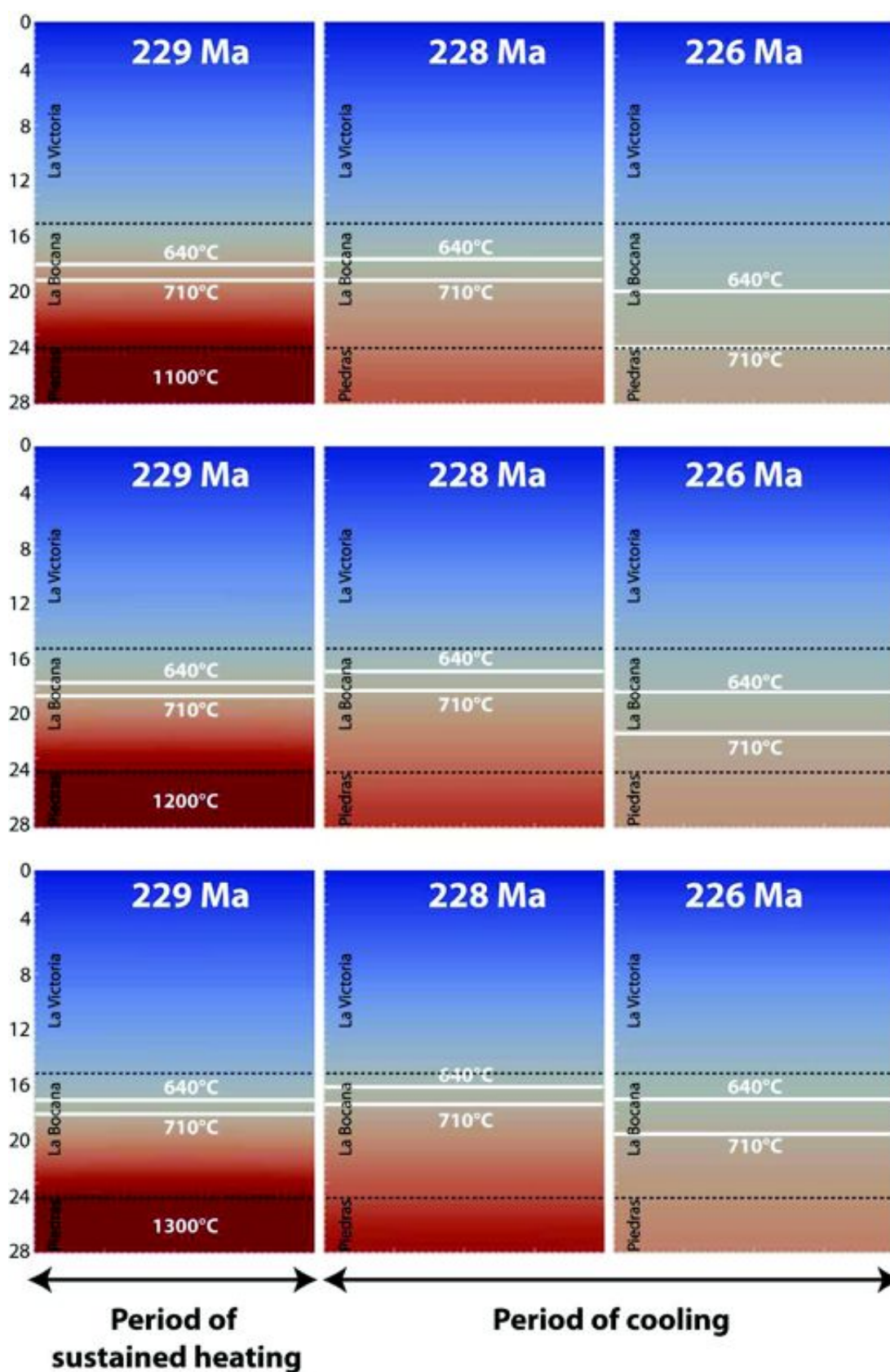


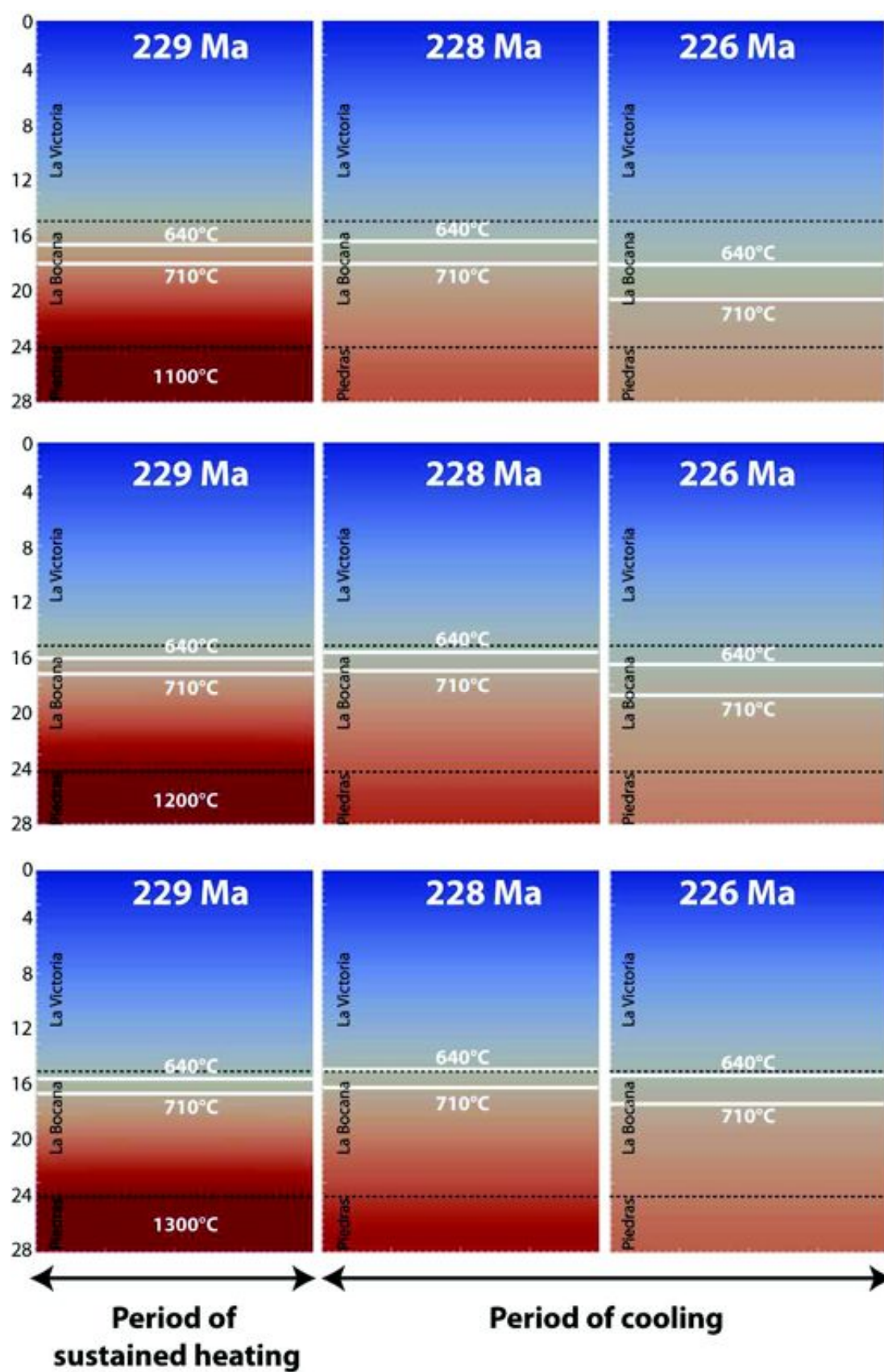
Figure 8-1 : Comparaison entre le profil thermique initial utilisé pour la modélisation numérique et celui issu des résultats de l'étude métamorphique lors des conditions du pic P-T. De (1) à (3) sont représentées les différentes températures de mise en place du pluton. Le profil géothermique issu de l'étude métamorphique est indiqué en bleu. Le log des unités est indiqué sur la gauche et leurs contacts en pointillés bleus.

Les figures 8-2 et 8-3 présentent les résultats des modèles obtenus pour des températures du pluton gabbroïque de 1100, 1200 et 1300 °C et des durée de mises en places entre 0.5 et 1 Ma. Pour l'ensemble des modèles, la propagation vers le haut de l'isotherme 640 °C est maximale à 228 Ma (Fig. 8-2 & 8-3). A 226 Ma le système se refroidit et l'épaisseur soumise à la fusion partielle diminue. Pour un temps de mise en place de 0.5 Ma (Fig. 8-2), tous les modèles (1100, 1200 et 1300 °C) montrent que la chaleur diffusée est insuffisante pour propager la fusion jusqu'à la profondeur mesurée par notre étude métamorphique. A l'inverse, les modèles avec un temps de mise en place 1 Ma et les températures de 1200 °C et 1300 °C, montrent que l'extension de l'isotherme 640 °C coïncide avec nos observations (Fig. 8-3). De plus pour ces modèles, l'épaisseur sujette à la fusion partielle est maintenue importante plus longtemps, jusqu'à 226 Ma.



*Figure 8-2 : Modèles thermiques de la mise en place du pluton gabbroïque de Piedras durant 0.5 Ma. En haut, modèle pour un pluton gabbroïque mis en place à 1100 °C. Au milieu, modèle pour un pluton gabbroïque mis en place à 1200 °C et en bas modèle pour un pluton gabbroïque mis en place à 1300 °C. Pour chacun des modèles, le temps de mise en place du gabbro est de 0.5 Ma. Durant ce temps la température du pluton est maintenue à sa valeur initiale. Les schémas de gauche montrent l'état thermique du système après la période de mise en place, à 229 Ma. Cet âge est défini à titre indicatif et basé sur les résultats de la géochronologie U-Pb sur zircon. A partir de 229 Ma le système est libre de se refroidir. Les images du centre et de droite montrent l'état thermique à 228 et 226 Ma, respectivement. Les isothermes à 640 °C (température du début de la fusion partielle) et 710 °C (T moyenne du pic de métamorphisme des migmatites à grenat de La Bocana) sont indiquées par les lignes blanches. La position virtuelle de la limite entre les unités de La Victoria et de La Bocana est indiquée par les pointillés noirs. La position du contact est tirée de l'étude métamorphique, par l'estimation de la pression à la limite de la fusion partielle.*





Figure

8-3 : *Modèles thermiques de la mise en place du pluton gabbroïque de Piedras durant 1 Ma. En haut, modèle pour un pluton gabbroïque mis en place à 1100 °C. Au milieu, modèle pour un pluton gabbroïque mis en place à 1200 °C et en bas modèle pour un pluton gabbroïque mis en place à 1300 °C. Pour chacun des modèles, le temps de mise en place du gabbro est de 0.5 Ma. Durant ce temps la température du pluton est maintenue à sa valeur initiale. Les schémas de gauche montrent l'état thermique du système après la période de mise en place, à 229 Ma. A partir de 229 Ma le système est libre de se refroidir. Les images du centre et de droite montrent l'état thermique à 228 et 226 Ma, respectivement. Les isothermes à 640 °C (T du début de la fusion partielle) et 710°C (T moyenne du pic de métamorphisme des migmatites à grenat de La Bocana) sont indiquées par les lignes blanches. La position virtuelle de la limite entre les unités de La Victoria et de La Bocana est indiquée par les pointillés noirs.*

En conclusion, le temps de mise en place du corps gabbroïque de Piedras est nécessairement supérieur à 0.5 Ma. Les résultats montrent que la mise en place d'un corps gabbroïque durant 1 Ma à une température de 1300 °C (Fig. 8-3) est celui qui correspond le mieux aux résultats de l'étude métamorphique (Fig. 8-4). La température de mise en place du pluton gabbroïque était alors probablement élevée et supérieure à 1200 °C. Pour ces conditions, la fusion à faible profondeur d'un manteau anormalement chaud est compatible avec le spectre de terres rares de type MORB de l'unité de Piedras (Fig. 6-10).

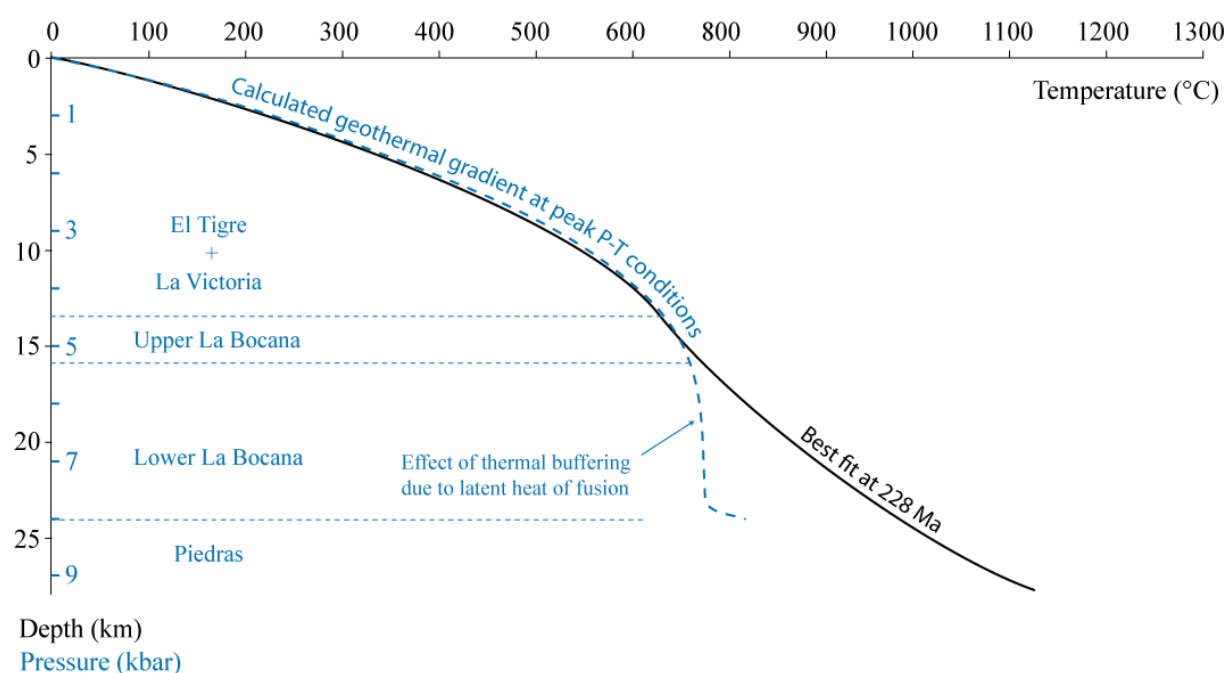


Figure 8-4 : Comparaison entre le gradient géothermique mesuré (pointillés bleu) et la simulation la plus proche à 228 Ma (trait plein noir).

Dans le détail, si les deux gradients géothermiques sont globalement similaires (Fig. 8-4), les parties inférieures de ces géothermes diffèrent. La température à la base de l'unité de La Bocana est estimée à < 750 °C pour l'étude métamorphique et à ~ 1000°C pour le modèle de diffusion (Fig. 8-4). La zone où l'écart de température apparaît se superpose avec l'extension de l'unité inférieure de La Bocana (Fig. 8-4). L'étude métamorphique (voir chapitre 5) a montré que le profil thermique de la partie inférieure de La Bocana était quasi isothermique, en raison du caractère endothermique de la réaction de fusion partielle de la

biotite. Tant que le minéral hydraté à l'origine de la fusion partielle est présent dans la roche, la chaleur latente de fusion est négative et la température n'augmente théoriquement pas (Vielzeuf et al., 1990). La différence observée peut alors s'expliquer par le fait que le modèle diffusif ne prend pas en compte la chaleur latente de fusion dans ses calculs.

Il est important de souligner que, d'après les résultats du modèle diffusif (Fig. 8-4), la réaction de fusion partielle endothermique est capable d'absorber la chaleur équivalente à un écart thermique allant jusqu'à 200 °C (Fig. 8-4). Ces résultats suggèrent donc que la réaction de fusion partielle par déshydratation de la biotite est un processus très efficace pour absorber la chaleur et empêcher la température d'augmenter. La capacité d'absorption de chaleur, qui équivaut à une augmentation de 200 °C, semble néanmoins élevée. Les modèles de fusion partielle réalisés par d'autres auteurs suggèrent une chaleur équivalente à un changement de température de l'ordre de 30-40 °C (Thompson & Connolly, 1995 ; Clark et al., 2011) ou de 80 °C (Vielzeuf et al., 1990). Cependant leurs modèles prennent en compte l'effet exothermique des transferts de magmas. Cet effet jouant dans le sens de l'augmentation de la température était probablement peu efficace lors de la fusion partielle de La Bocana. En effet, l'étude géochimique a montré que, lorsque le grenat cristallise en tant que produit de la fusion incongruente de la biotite, la dynamique du mélange change drastiquement. D'une part, il n'existe plus de contraste rhéologique pour "forcer" l'extraction des liquides, et d'autre part le liquide produit est plus dense que ses réactifs. De par sa rhéologie, qui se rapproche plus de celle d'un magma que de celle d'une roche, l'unité de La Bocana formerait un niveau imperméable et les liquides ne sont plus extraits.

Plus récemment, Depine et al. (2008) ont étudié l'influence des transferts de liquide de fusion sur le gradient géothermique crustal à partir d'une anomalie thermique d'origine mantellique placée en base de croûte (MOHO). Leurs modèles thermiques en une dimension utilisent la réaction de fusion partielle de déshydratation de l'amphibole comme solidus de référence de la croûte continentale, et prennent aussi en compte, la chaleur latente de fusion et de cristallisation ainsi que la vitesse de transfert de liquide. Leurs résultats montrent que la température augmente rapidement dans la partie supérieure de la croûte continentale (où les liquides s'accumulent ; Fig. 8-5), puis devient quasi-isothermique jusqu'à la base de la croûte (Fig. 8-5 ; après 3 Ma). Leurs modèles prédisent que le transfert des liquides vers le haut

génère la granulatisation des roches, mais aussi le métamorphisme à andalousite et sillimanie largement observé dans la croûte supérieure (Fig. 8-5). Selon ces auteurs, la partie quasi-isothermique au niveau de la croûte continentale moyenne et de la croûte continentale inférieure résulte de l'effet endothermique de la réaction de fusion partielle (Fig. 8-5, courbe verte).

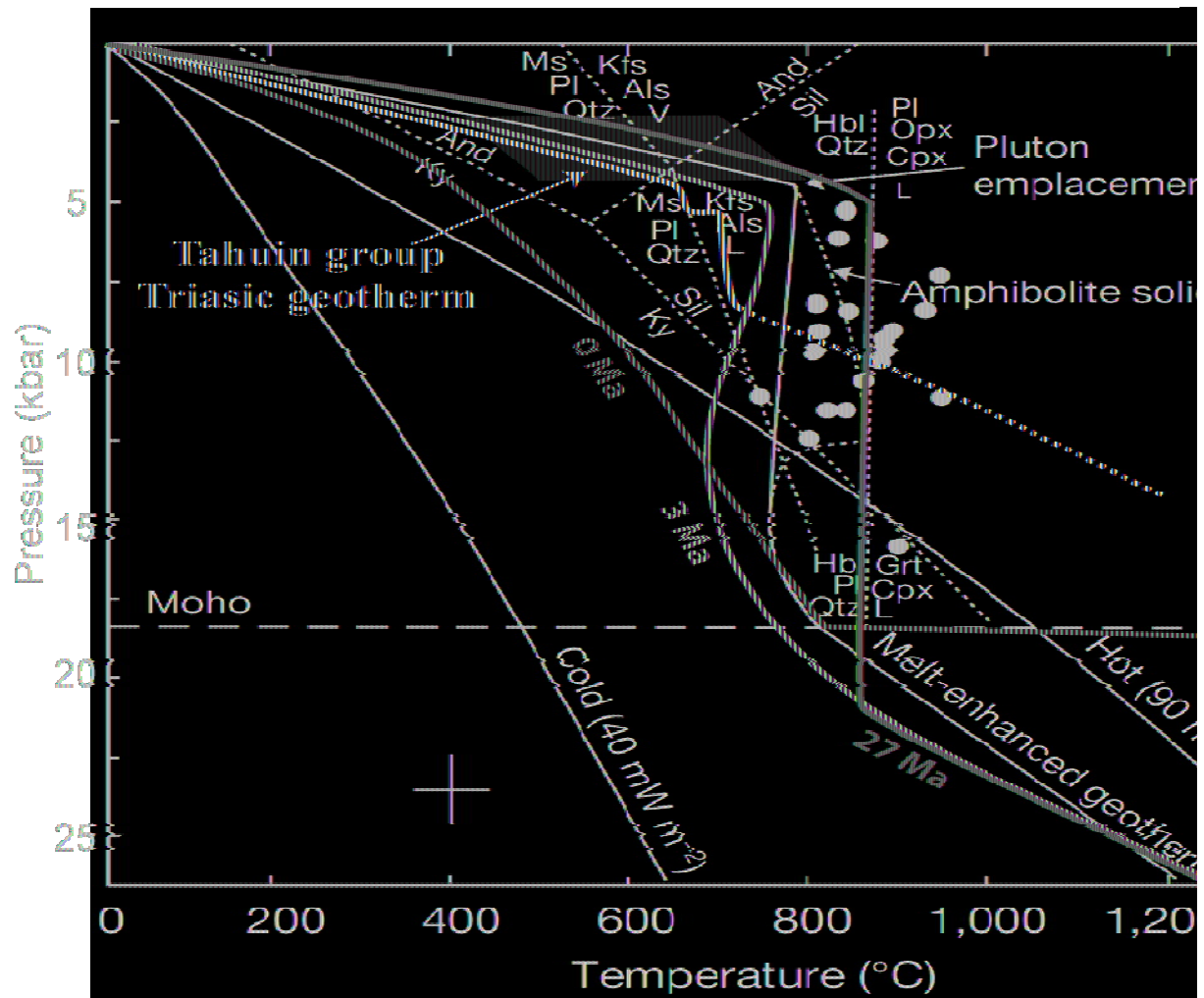


Figure 8-5 : Comparaison entre les géothermes prédits à partir des flux géothermiques de surface ( $40$  et  $90 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ), et calculé par modélisation thermique en une dimension (d'après Depine et al., 2008). Les points noirs représentent les conditions de pic P-T compilées à partir de différents massifs granulitiques. Les courbes violette, bleue et verte présentent leur modèle thermique préféré après 0 Ma, 3 Ma et 27 Ma d'anomalie thermique. La courbe rouge présente le gradient géothermique anatectique triasique du groupe de Tahuin.



Leurs modèles sont caractérisés par deux phénomènes. Dans un premier temps, les liquides produits en profondeur sont transférés dans la croûte supérieure à une vitesse plus importante que la diffusion thermique. Ceci entraîne la formation d'un géotherme inversé (courbe bleue après 3 Ma, et courbe « Melt enhanced geotherm » ; Fig. 8-5). Dans un second temps, lorsque les conditions de fusion partielle sont atteintes, la température est alors « tamponnée », et le gradient devient quasi-isothermique dans cette zone (courbe verte après 27 Ma ; Fig. 8-5).

Au premier ordre, les gradients géothermiques modélisés par Depine et al. (2008) et celui du groupe de Tahuin ont des formes similaires (courbe verte après 27 Ma ; Fig. 8-5). Cependant la position des segments isothermiques diffère du fait de la différence de réaction de fusion partielle impliquée. Pour le cas de la partie inférieure de La Bocana la réaction de fusion partielle est contrôlée par la déshydratation de la biotite, alors que pour l'étude de Depine et al. (2008) la fusion partielle est contrôlée par la déshydratation de l'amphibole. De plus, la zone d'accumulation des liquides du groupe de Tahuin est plus haute, dans la croûte supérieure, probablement vers 8 km de profondeur, formant les plutons de Marcabeli et de El Prado. Même si l'épaisseur fondue pour la groupe de Tahuin est conséquente ~10 km avec plus de 60 %, les liquides produits dans la partie inférieure de l'unité de La Bocana n'ont pas été extraits et par conséquent la température entre la zone d'accumulation des liquides (Marcabeli et El Prado) et la zone de fusion partielle (unité de La Bocana) ne s'est pas équilibrée.

En conclusion, le gradient géothermique triassique du groupe de Tahuin est cohérent avec la présence d'un manteau anormalement chaud en base de croûte. Cependant les conditions de fusion partielle de l'unité inférieure de La Bocana ont réduit la propagation de chaleur en empêchant le transfert de liquides silicatés. L'absence de fusion partielle à travers l'unité de La Victoria soutient cette conclusion.

### 8.3.3. Modèles de refroidissement

L'étude géologique présentée dans les chapitres 5 et 6 indique que le refroidissement du système se fait simultanément avec le sous-placage de l'unité d'Arenillas-Panupalí. Les âges Ar/Ar sur amphiboles contraignent la période de sous-placage à  $226 \pm 1.8$  Ma pour l'unité de Piedras et à  $225.3 \pm 1.7$  Ma pour les schistes bleus de l'unité d'Arenillas-Panupalí. L'estimation du pic P-T obtenue par Gabriele (2002) sur les schistes bleus est de  $300^\circ\text{C}$  pour 9 kbar. Ceci indique que l'unité d'Arenillas-Panupalí n'a guère été enfouie plus profondément que la base de la croûte ( $\sim 7.5$  kbar) mais aussi qu'à partir de  $\sim 226$  Ma, le système est fortement refroidie par sa base. La température de fermeture du système Ar/Ar sur amphibole étant plus élevée que celle de la biotite c'est donc logiquement que les âges sur biotite sont plus jeunes. Que ce soit pour l'unité de La Bocana ou pour le pluton de Marcabeli, l'ensemble des âges radiométriques K/Ar sur biotite se situe entre 220 et 210 Ma. Cette fourchette est confirmée par un âge Ar/Ar sur biotite à  $213 \pm 1$  Ma obtenu par Spikings et al. (2005) et indique le refroidissement de La Bocana en deçà de  $350 \pm 50^\circ\text{C}$ .

Afin de simuler les conditions de refroidissement du système, nous avons choisi pour modèle de référence, celui de la mise en place du pluton de Piedras en 1 Ma à une température de  $1300^\circ\text{C}$ . A partir de ce modèle de référence, nous avons laissé le système se refroidir avec ou sans l'effet thermique de la mise en place du pluton de Marcabeli à 227 Ma. La température de mise en place du pluton de Marcabeli a été définie à  $800^\circ\text{C}$  et correspond à une température moyenne pour les magmas granodioritiques. La durée de mise en place de Marcabeli est imposée à 0.1 Ma. Cette valeur a été choisie d'après l'étude de de Saint Blanquat et al. (2011) qui mettent en relation le temps de mise en place des plutons et leur volume (Fig. 8-6). Le volume du pluton de Marcabeli, estimé entre 1000 et  $3000\text{ km}^3$ , correspond, pour une valeur d'injection moyenne de  $0.01\text{ km}^3.\text{yr}^{-1}$ , à une durée de mise en place d'approximativement 0.1 Ma. A 226 Ma, la température à la base du modèle est ensuite forcée à  $300^\circ\text{C}$  afin de simuler le sous-placage des schistes bleus de l'unité d'Arenillas-Panupalí.

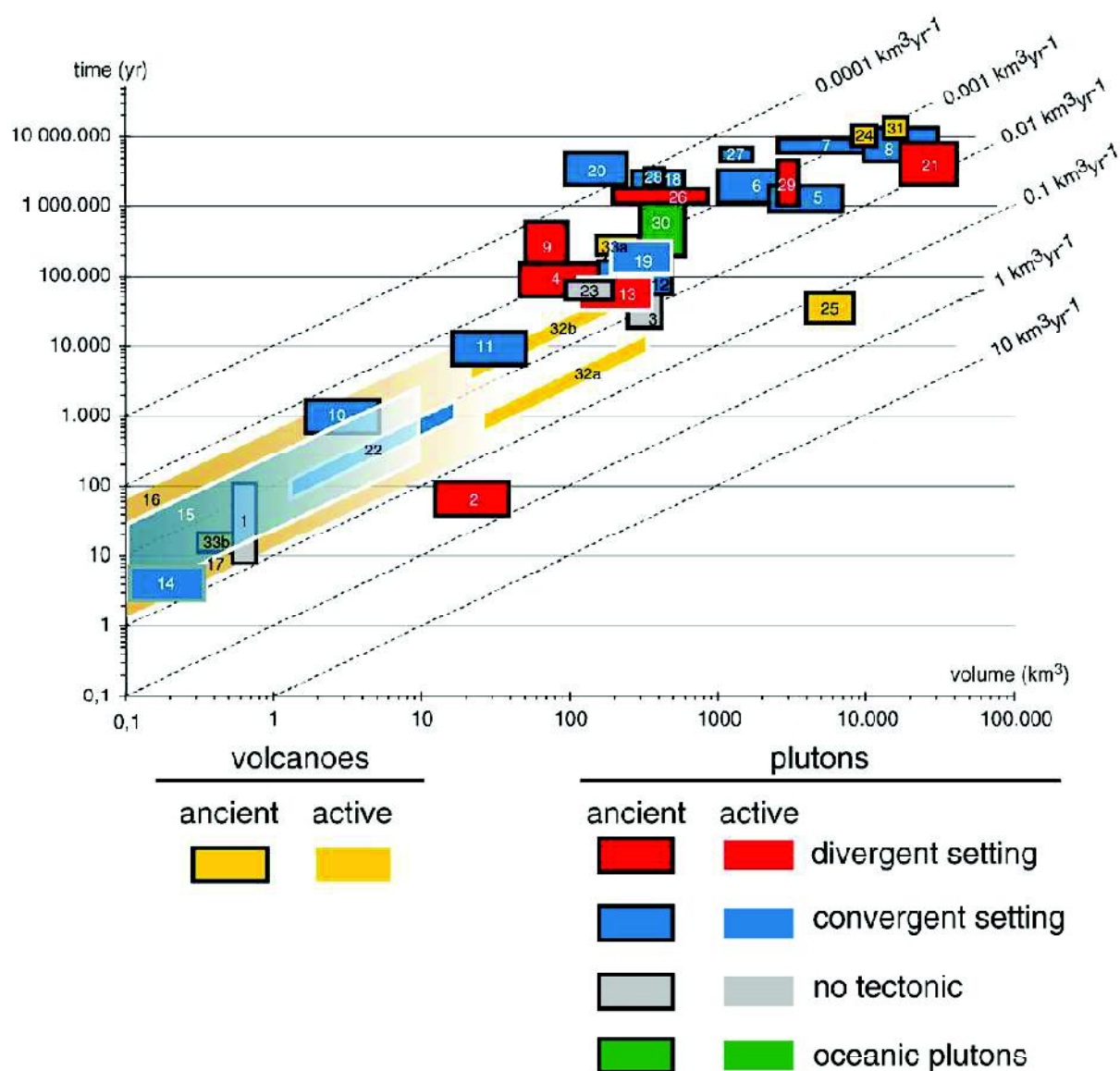


Figure 8-6 : Temps de mise en place d'un pluton vs volume du pluton (de Saint Blanquat et al., 2011).

Les résultats de la modélisation thermique du refroidissement sont présentés dans les figures 8-7 et 8-8. Pour chacun des modèles, avec ou sans le pluton de Marcabeli, le sous-placage d'un corps froid (schistes bleus de l'unité d'Arenillas-Panupali) provoque à partir de 226 Ma le refroidissement rapide de la série. Les diagrammes à 225.5 Ma (Fig. 8-7 & 8-8) montrent que la température de l'unité de Piedras est inférieure à 550 °C. Ces observations sont en accord avec l'âge Ar/Ar sur hornblende à  $225.7 \pm 1.7$  Ma (Gabriele, 2002) marquant le passage de l'isotherme  $550 \pm 50$  °C.

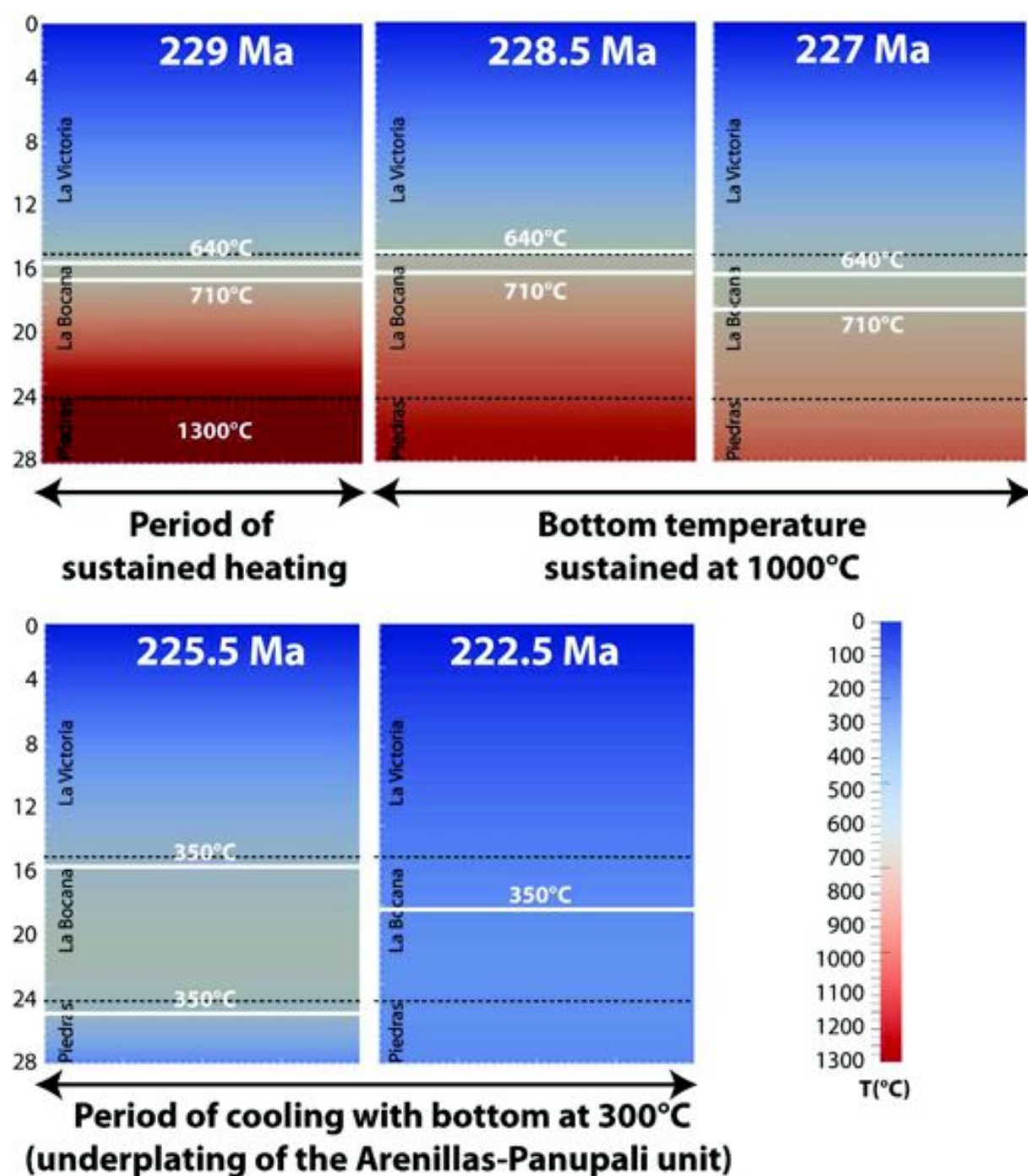


Figure 8-7 : Modèle thermique direct de refroidissement du Groupe de Tahuin et de l'unité de Piedras. La température de la bordure inférieure est forcée à 300 °C à partir de 226 Ma. A 225.5 Ma, c'est à dire 0.5 Ma après le sous placage des schistes bleus, le système est très fortement refroidi. La presque totalité de l'unité de Piedras a une température inférieure à  $350 \pm 50$  °C. A 222.5 Ma l'ensemble est presque entièrement refroidi en dessous de 350 °C, c'est à dire en dessous de la température de fermeture du système radiométrique Ar/Ar sur biotite.

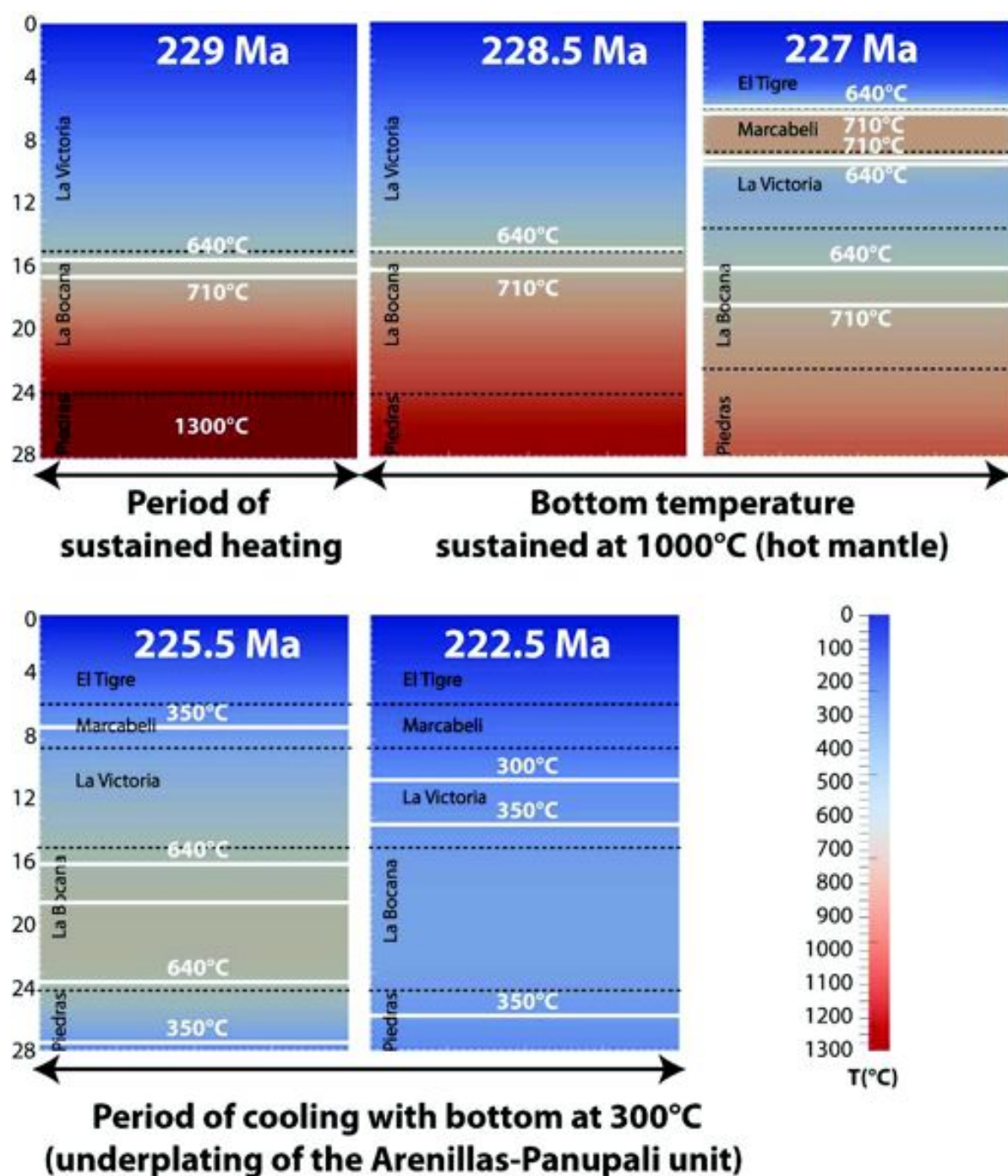


Figure 8-8 : Modèle thermique du refroidissement du Groupe de Tahuin et de l'unité de Piedras prenant en compte le pluton granitoïdique de Marcabelli. La mise en place du pluton de Marcabelli est imposée à 227 Ma sur 0.1 Ma (discutée dans le texte). La température de la bordure inférieure est forcée à 300 °C à partir de 226 Ma. A 225.5, c'est à dire 0.5 Ma après le sous placage des schistes bleus, la majeure partie de l'unité de Piedras est refroidie en dessous de  $550 \pm 50$  °C. A 222.5 Ma, l'unité de La Bocana n'est pas encore refroidie en dessous de 350 °C.



Le modèle de diffusion thermique sans Marcabeli (Fig. 8-6), reproduit l'âge de refroidissement  $< 550\text{ }^{\circ}\text{C}$  de l'unité de Piedras. L'ensemble de la série est ensuite entièrement refroidi en dessous de  $350\text{ }^{\circ}\text{C}$  à 222.5 Ma. Cependant les âges radiométriques K/Ar et Ar/Ar obtenus sur biotite varient entre 220 et 210 Ma (Aspden et al., 1995 ; Spikings et al., 2005) indiquant que la série s'est refroidie plus tard. Le modèle de diffusion thermique avec Marcabeli (Fig. 8-7), quant à lui, montre que le système se refroidit en dessous de  $350\text{ }^{\circ}\text{C}$  à partir de 222.5 Ma. Si l'on se rapproche de la fourchette d'âges obtenus par radiométrie sur biotite, le modèle de diffusion thermique ne coïncide pas et refroidit trop rapidement. Cette différence peut s'expliquer de plusieurs façons :

(1) Le temps de mise en place du pluton de Marcabeli est plus long que 0.1 Ma. Cependant des modèles de diffusion thermique non présentés ici montrent que si le temps de mise en place dure plus longtemps (0.2 Ma), l'ensemble de l'unité de la Victoria devrait être soumise à des conditions de fusion partielle ( $> 640\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). L'étude structural a montré que seule la zone de proche contact du pluton fond. Un temps de mise en place plus long pour le pluton de Marcabeli n'est donc pas envisageable.

(2) Pour nos modèles de diffusion thermique, les chaleurs latentes de cristallisation et de fusion ne sont pas prises en compte. Lors de la phase prograde, l'effet principal de la chaleur latente de fusion est de tamponner la température (réaction endothermique). Par opposition, lors de la phase rétrograde, la chaleur latente de cristallisation libère de la chaleur (réaction exothermique). En cristallisant, l'ensemble des parties fondues (migmatites et pluton) génère donc une quantité relativement importante de chaleur maintenant le système à une température plus élevée.

(3) Finalement, les modèles de diffusion thermique ne prennent pas en compte le transfert de fluides. Les transferts de fluides tardifs tels que les magmas pegmatitiques produisent un réchauffement du même ordre de grandeur que les chaleurs latentes de cristallisation et de fusion (Thompson & Connolly, 1995). Ceci est supporté par l'observation généralisée de filons pegmatitiques à tourmaline, que ce soit pour les plutons de Marcabeli et de El Prado ou au sein de l'unité inférieure de La Bocana.

## 8.4. Conclusions sur les modèles de diffusion thermique

L'étude par modélisation thermique de la "paired metamorphic belt" de El Oro a permis de mieux contraindre les conditions probables de mise en place des différents plutons (Piedras et Marcabeli), et du refroidissement de l'ensemble lors du sous-placage de l'unité d'Arenillas-Panupalí. Les apports majeurs sont listés ci-dessous :

(1) Pour générer une épaisseur de roches soumises à la fusion partielle proche de celle observée pour l'unité de La Bocana, la température du magma gabbroïque à l'origine de l'unité de Piedras doit être  $> 1200^{\circ}\text{C}$  sur une durée d'à peu près 1 Ma. Il est de plus largement accepté que les plutons se mettent en place par injections successives (e.g. de Saint Blanquat et al., 2011). Nous estimons le volume du pluton de Piedras entre 1000 et 5000 km<sup>3</sup> en fonction de son extension N-S originelle. Selon l'étude de de Saint Blanquat et al. (2011) ce volume correspond à une durée de mise moyenne probable de 0.5 à 5 Ma compatible avec nos résultats de modélisation thermique.

(2) La présence d'un magma gabbroïque chaud caractérisé par une signature géochimique de type MORB, implique la fusion partielle d'un manteau sous-jacent anormalement chaud.

(3) Dans les modèles de diffusion thermique, l'épaisseur de la série comprise entre les isothermes 640 et 720 °C est comparable à l'épaisseur de l'unité supérieure de La Bocana (1 à 2 km).

(4) Le sous-placage de l'unité d'Arenillas-Panupalí explique le refroidissement rapide en deça de 550 °C, et donc les âges Ar/Ar sur amphiboles de l'unité de Piedras.

(5) Pour expliquer les âges K/Ar et Ar/Ar sur biotite de le groupe de Tahuin entre 220 et 210 Ma, il est nécessaire de prendre en compte la mise en place du pluton de Marcabeli, mais aussi la chaleur latente de cristallisation des migmatites et des plutons et les transferts tardifs de fluides.

## 9. Synthèse

### 9.1. Synthèse

L'étude du massif de El Oro, et plus précisément de la "paired metamorphic belt" de El Oro, a été menée à l'aide de différentes méthodes. En intégrant les analyses structurales, métamorphiques, géochronologiques, géochimiques et numériques, il est possible de retracer l'évolution géologique du massif durant la période triasique, mais aussi de mieux comprendre les étapes clefs de la construction et de l'exhumation du massif. Les principaux résultats obtenus sont résumés ci-dessous.

#### 9.1.1. Etude structurale

La "paired metamorphic belt" de El Oro constitue un ensemble métamorphique d'unités de HP-BT et de HT-BP juxtaposées au Trias (Gabriele, 2002). La partie de HT-BP est constituée par le Groupe de Tahuin et l'unité de Piedras, alors que la partie de HP-BT est uniquement constituée de l'unité d'Arenillas-Panupalí (voir chapitre 5 pour plus de détails).

La caractéristique majeure du Groupe de Tahuin est l'augmentation des conditions métamorphiques du Sud vers le Nord, associée à une foliation subverticale. De nombreux indicateurs stratigraphiques, jusque dans l'unité migmatitique de La Bocana montrent que la stratification sédimentaire est aussi verticalisée. De plus dans l'unité de El Tigre, des critères sédimentaires de polarité inverse indiquent que la série a été basculée. La déformation post-triasique n'affecte pas ou très peu l'unité migmatitique de La Bocana. Celle-ci constitue donc un témoin unique, permettant d'étudier les mécanismes liés à la fusion partielle sur une section continue et préservée de croûte continentale d'avant arc. Le basculement de la série est d'âge Crétacé, probablement à la suite d'un changement de direction de subduction et de la création d'un bassin en pull-apart d'échelle crustale.

Lors de notre étude, l'unité de La Bocana a été redéfinie en complexe migmatitique, et non plutonique comme proposé par Aspden et al. (1995). L'unité est constituée de deux parties : une partie supérieure métatexitique (au Sud), et une partie inférieure (au Nord) diatexitique, mésocrate à grenat (au nord) à texture homogène. Le Groupe de Tahuin constitue

alors une section crustale continue depuis des sédiments non métamorphiques jusqu'aux migmatites à grenat. Cependant la totalité de la série est d'origine sédimentaire et aucune évidence de croûte inférieure n'a été observée.

Les relations structurales entre les unités de La Bocana et de Piedras montrent que l'unité de Piedras s'est mise en place sous la forme d'un magma durant la migmatisation de La Bocana (Aspden et al., 1995). Le contact entre les unités de Piedras (HT-BP) et d'Arenillas-Panupali (HP-BT) constitue une zone de cisaillement majeure. De plus, nos observations montrent que les schistes bleus de l'unité de HP-BT sont rétro-morphosés dans le faciès des schistes verts et ne présentent pas l'empreinte métamorphique de la haute température (Gabriele, 2002). Sa mise en place sous l'unité de Piedras est donc postérieure à l'événement thermique ayant provoqué la migmatisation.

Alors que l'unité de La Bocana ne présente pas de déformations à basse température, l'étude de la déformation finie des unités de El Tigre et de La Victoria montre que deux familles de plis se succèdent, marquant les deux principaux épisodes de déformation D2 et D3. Le premier épisode de plissement (axes est-ouest et vergence sud) n'affecte pas les sédiments du bassin crétacé de Celica-Lancones. Cet épisode se manifeste principalement par le plissement du contact entre les unités de La Bocana et de La Victoria, et est attribué au basculement de l'ensemble du massif entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. La seconde famille de plis, à vergence vers le Nord, déforme le contact entre les sédiments crétacés bordant le massif au sud et l'unité de El Tigre. Ce second épisode majeur est d'âge Campanien et est attribué à une plus vaste phase de compression nord-sud observée jusqu'au Pérou. Nous attribuons la géométrie actuelle arquée du massif de El Oro comme résultant de l'hétérogénéité rhéologique provoquée par l'arc volcanique de Celica. Celui-ci concentre la déformation dans la partie centrale du massif métamorphique de El Oro alors qu'elle est plus distribuée à l'ouest de l'arc.

### **9.1.2. Etude métamorphique**

L'étude métamorphique a porté sur le Groupe de Tahuin c'est à dire sur les roches continentales affectées d'un métamorphisme de HT-BP. Nos résultats confirment que le degré métamorphique augmente depuis les sédiments non métamorphique de l'unité de El Tigre au

Sud, jusqu'aux métasédiments fondus de l'unité de La Bocana au Nord (Feininger, 1978 ; Gabriele, 2002).

L'assemblage minéralogique caractéristique des métasédiments de La Victoria est à biotite + muscovite + plagioclase + quartz  $\pm$  andalousite  $\pm$  fibrolite. La partie supérieure de La Bocana voit l'apparition de cristaux de sillimanite automorphes. La fusion partielle est soumise à la réaction de déshydratation de la muscovite et fournit des liquides mobiles. La partie inférieure de La Bocana est caractérisée par la présence du grenat. Le grenat est un produit péritectique de fusion partielle issu de la réaction de déshydratation de la biotite. Les estimations P-T du pic métamorphique contraignent les conditions de fusion partielle entre 4.5 et 7.5 kbar et entre 640 et 720 °C. Puisque l'ensemble du massif a atteint les conditions du pic de métamorphisme lors de l'événement triasique, le gradient métamorphique estimé représente le gradient géothermique triasique. Ce gradient est caractérisé par une partie supérieure à fort gradient thermique  $\sim 40\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$  et une partie inférieure à très faible gradient thermique  $< 5\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ .

### 9.1.3. Etude géochronologique

L'étude géochronologique a ciblé les migmatites à grenat de la partie inférieure de La Bocana. Les résultats obtenus par méthode U-Pb sur zircons et monazites montrent que la migmatisation a eu lieu entre  $229 \pm 2\text{ Ma}$  et  $225 \pm 1.7\text{ Ma}$ . Les zircons analysés présentent de nombreuses surcroissances, alors que les monazites ne sont pas zonées. Suivant l'étude de Kelsey et al. (2008) nous attribuons l'absence de zonation des monazites comme la conséquence d'une cristallisation depuis les liquides produits par la migmatisation. De plus, un corps granitique au sommet de l'unité supérieure de La Bocana a été daté à  $250 \pm 5.4\text{ Ma}$ . Aucun âge Permien hérité n'ayant été obtenu pour les zircons analysés de l'unité migmatitique de La Bocana, nous proposons qu'une croûte inférieure existait au Permien ( $\approx 250\text{ Ma}$ ) et a ensuite disparu, avant l'intrusion gabbroïque (unité de Piedras) et la migmatisation.

### 9.1.4. Etude géochimique

Les analyses des éléments majeurs sur roche totale ont permis de mettre en évidence que les produits de fusion partielle du groupe de Tahuin ont une forte signature de type S. Selon le diagramme de classification des granitoïdes de type S de Sylvester (1998), les



plutons de Marcabeli et de El Prado ont une signature de granite post-collisionnel impliquant la délamination lithosphérique et l'upwelling de l'asthénosphère. La forte teneur en CaO de l'échantillon du pluton de Marcabeli suggère une source hybride entre les liquides issus de la fusion partielle de La Bocana et les magmas gabbroïques de l'unité de Piedras.

Les résultats des analyses géochimiques en éléments traces montrent que le Groupe de Tahuin a globalement une composition de croûte continentale supérieure. De plus, la similitude des spectres de Terres Rares des sédiments de La Victoria et des plutons de Marcabeli et de El Prado indique que ces plutons sont très certainement issus de la fusion partielle de l'unité de La Bocana.

L'étude des spectres de Terres Rares a aussi mis en évidence que seuls les liquides issus de la fusion partielle par la réaction de déshydratation de la muscovite peuvent être la source (pour le pôle crustal) des plutons de Marcabeli et de El Prado. En effet, les liquides produits lors la réaction de déshydratation de la biotite présentent une signature fortement contrôlée par la présence du grenat dans la partie inférieure de La Bocana, signature que l'on observe pas pour les plutons de Marcabeli et de El Prado. De plus, la signature des spectres de Terres Rares des migmatites à grenat ne montre pas de caractère résiduel. Au contraire, ils sont similaires à ceux des métasédiments de La Bocana. Ceci indique que les liquides produits par la fusion partielle contrôlée par la déshydratation de la biotite sont restés piégés. Nous expliquons ce phénomène par deux processus complémentaires. (1) Contrairement à la fusion partielle par réaction de déshydratation de la muscovite, la fusion partielle de déshydratation de la biotite produit un liquide dont le volume est inférieur aux réactifs. Les liquides plus denses sont alors moins mobiles. (2) A la différence de la partie supérieure de La Bocana, la partie inférieure de La Bocana est presque entièrement soumise à la fusion partielle. L'homogénéisation de la roche implique aussi la disparation des hétérogénéités mécaniques, des ensembles compétentes et donc des gradients de pression favorisant la formation de structures dilatantes et l'échappement des liquides. Il est important de noter que l'épaisseur concernée est de  $\sim 7$  km. La rhéologie de la partie inférieure de La Bocana se rapprochait plus de celle d'un magma que de celle d'une roche. Ce niveau a donc probablement créé une couche imperméable empêchant le transfert des liquides au cours de la phase prograde. On

peut donc s'attendre a priori à ce que l'influence des liquides gabbroïques ait diminué durant la phase prograde.

#### **9.1.5. Etude par modélisation thermique**

Les résultats de la modélisation numérique indiquent que la mise en place des gabbros de l'unité de Piedras en base de croûte a pu générer la chaleur nécessaire pour produire les conditions thermiques de la fusion partielle observée. Pour obtenir ces conditions, le corps gabbroïque doit s'être mis en place à une température supérieure à 1200 °C et s'être maintenu à cette température pendant au moins 1 Ma. Ceci suggère que la mise en place s'est faite sur une période d'au moins 1 Ma, probablement par injections successives. Le refroidissement de la série est ensuite expliqué par le sous-placage de l'unité HP-BT d'Arenillas-Panupalí. Lors du refroidissement, l'écart entre les âges radiométriques et les âges modélisés peut s'expliquer en partie par la prise en compte de l'influence thermique du pluton de Marcabeli.

## 9.2. Modèles d'évolution

L'ensemble des résultats obtenus à partir des différentes méthodes utilisées a permis de mieux comprendre l'évolution, depuis le Trias, du massif métamorphique de El Oro. L'évolution du massif est présentée dans l'ensemble des figures 9-1 à 9-8. Les trois premières figures décrivent l'évolution de la "paired metamorphic belt" de El Oro durant l'événement tectono-métamorphique triasique. Les figures suivantes décrivent un modèle possible de l'évolution du massif depuis le début du Jurassique jusqu'à aujourd'hui.

La mise en place du corps gabbroïque de Piedras a eu lieu entre 230 et 229 Ma (Fig. 9-1) à une température entre 1200 à 1300 °C sur une période minimum de 1 Ma. Plusieurs modèles peuvent permettre d'expliquer la mise en place d'un pluton gabbroïque de type MORB en base de croûte d'avant-arc. (1) Le passage en subduction d'une ride océanique, (2) un retrait de slab, et (3) une rupture de slab. Le point commun de ces trois modèles est la présence d'une fenêtre asthénosphérique à faible profondeur en position d'avant-arc. Sur la base des résultats présentés dans l'article du chapitre 10 nous préférons l'hypothèse d'une rupture de slab. Durant le Trias supérieur, les conditions de déplacement de la croûte océanique Panthalassienne sont peu contraintes. Cependant le sous-placage de l'unité à faciès schistes bleus d'Arenillas-Panupali suggère que la subduction était active. De plus, les conditions géodynamiques au Trias supérieur sont telles que le slab Panthalassien, probablement verticalisé suite au retrait du Gondwana, a éventuellement pu se rompre lors de l'arrêt du retrait de celui-ci. Une rupture du slab peut expliquer le second pic d'activité magmatique de type S observé sur la marge sud-américaine à ~ 230 Ma (voir chapitre 10), mais aussi le sous-placage de l'unité d'Arenillas-Panupali en base de croûte. En effet, le slab soulagé par la rupture s'horizontalise et le couplage entre celui-ci et la zone d'avant-arc devient important dans les premiers temps de la reprise de la subduction.

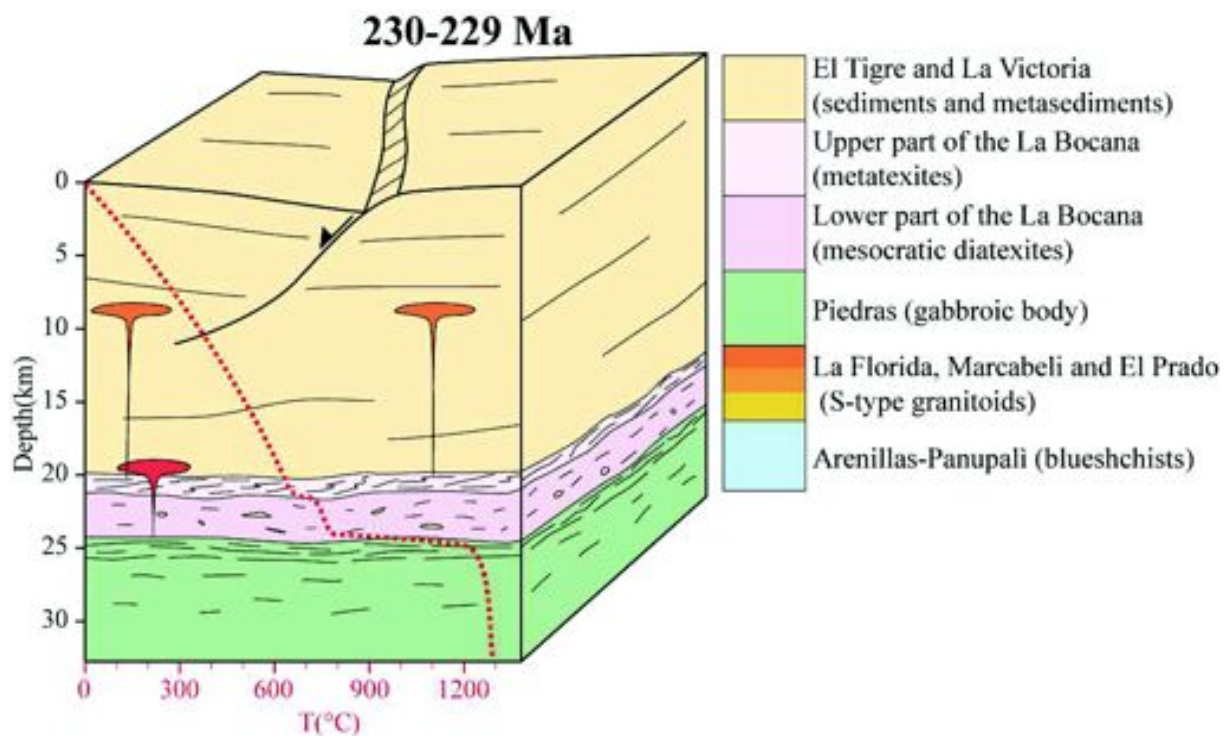


Figure 9-1: Bloc diagramme géologique du massif de El Oro entre 230 et 229 Ma. Le profil thermique est indiqué par les tirets rouges. Le gradient de couleur des plutons de type S indique leur relative proportion en pôle gabbroïque : rouge = forte proportion, jaune = faible proportion.

Suite à la mise en place du pluton gabbroïque de Piedras, le front de fusion partielle (Fig. 9-1) génère les premiers magmas crustaux. Ces magmas précoces sont probablement caractérisés par une forte contamination des magmas gabbroïques, et forment aujourd'hui les lithologies granodioritiques, à amphibole, des plutons de La Florida, de Marcabeli et de El Prado. Durant cette période l'avant-arc est soumis à un régime tectonique en extension et le front de fusion de partielle se propage.

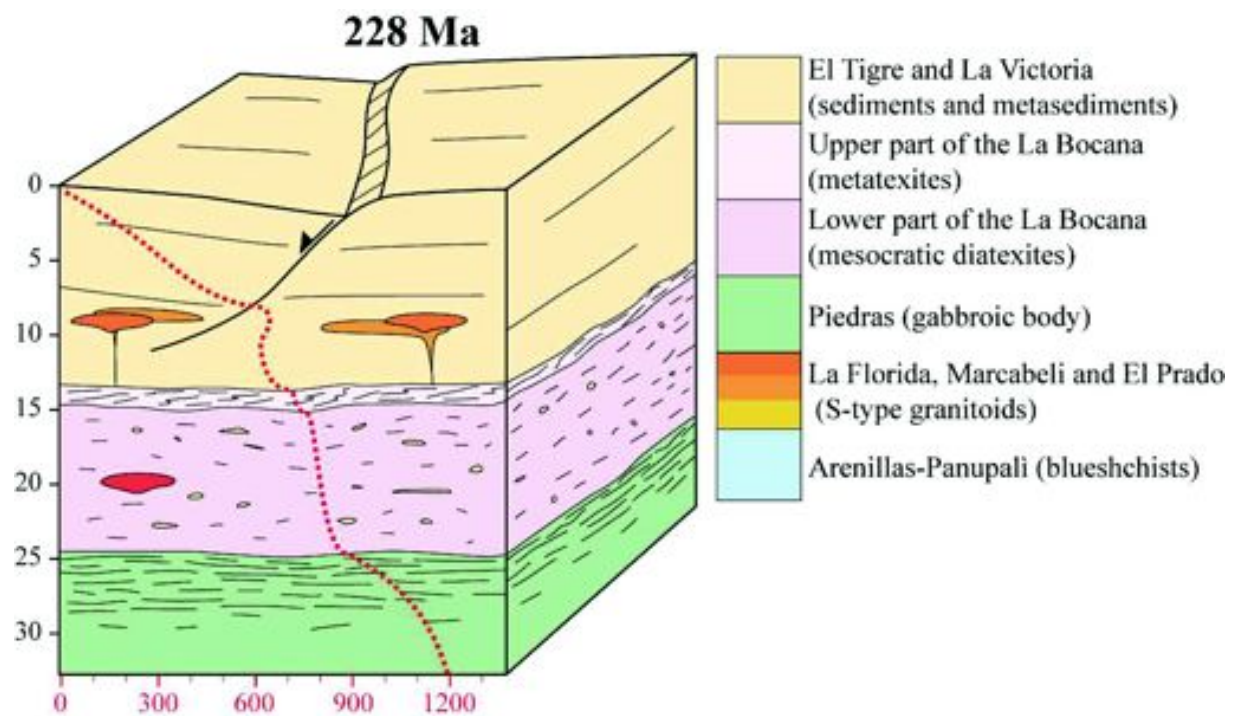


Figure 9-2 : Bloc diagramme géologique du massif de El Oro à 228 Ma. Le profil thermique est indiqué par les tirets rouges. Le gradient de couleur des plutons de type S indique leur relative proportion en pôle gabbroïque : rouge = forte proportion, jaune = faible proportion.

Vers 228 Ma (Fig. 9-2) l'extension du front de fusion partielle est maximale. La partie inférieure de l'unité de La Bocana constitue alors une couche empêchant le transfert des magmas basiques mais aussi de ceux produits *in situ*. La construction par injection des plutons de Marcabelli et de El Prado se poursuit alors principalement par le transfert des liquides de fusion produits dans la partie supérieure de l'unité de La Bocana.



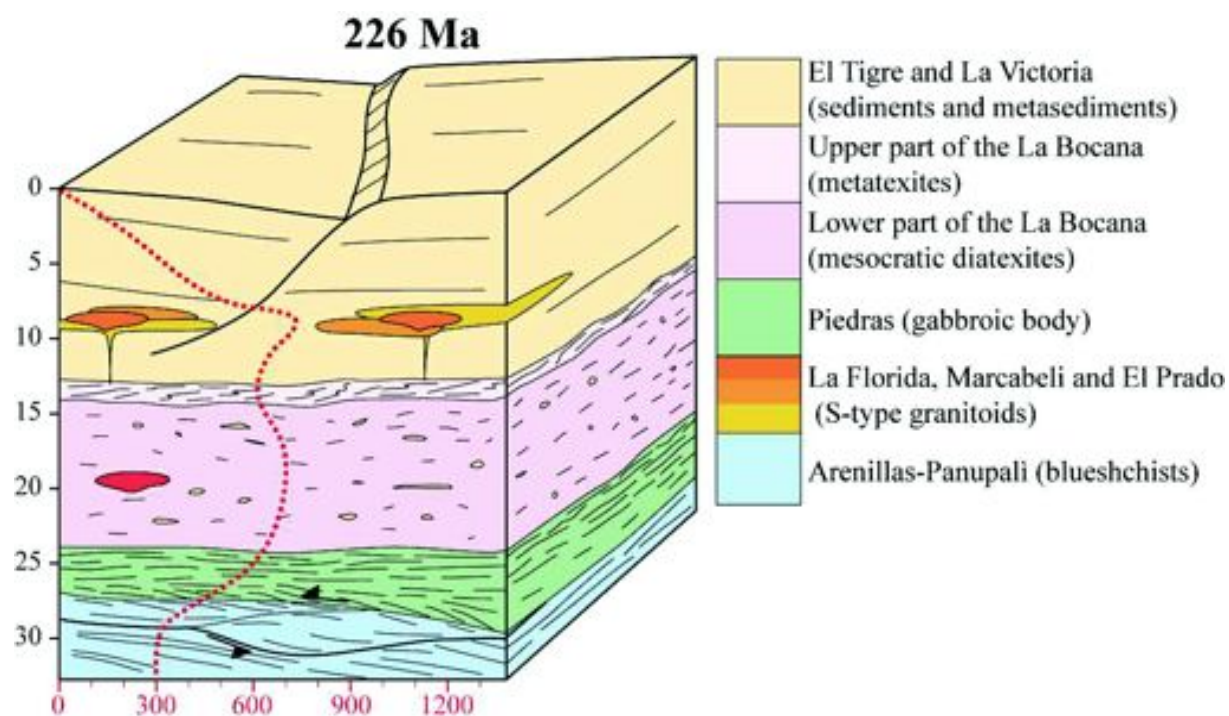


Figure 9-3 : Bloc diagramme géologique du massif de El Oro à 226 Ma. Le profil thermique est indiqué par les tirets rouges. Le gradient de couleur des plutons de type S indique leur relative proportion en pôle gabbroïque : rouge = forte proportion, jaune = faible proportion.

A 226 Ma (Fig. 9-3) l'unité d'Arenillas-Panupalí se met en place. Le sous-placage de l'unité d'Arenillas-Panupalí résulte de l'écaillage de la partie supérieure du slab paléo-Pacifique. Pendant ce temps, les derniers liquides de fusion produits par la partie supérieure de La Bocana finissent de former les plutons de Marcabeli et de El Prado. Suite à la mise en place de l'unité d'Arenillas-Panupalí, le système se refroidit rapidement. Au jurassique inférieur, la subduction sous l'Equateur est active et l'ensemble de l'avant-arc est refroidi à une température inférieure à 250 °C (traces de fission sur zircons ; Spikings et al., 2005) (Fig. 9-4).

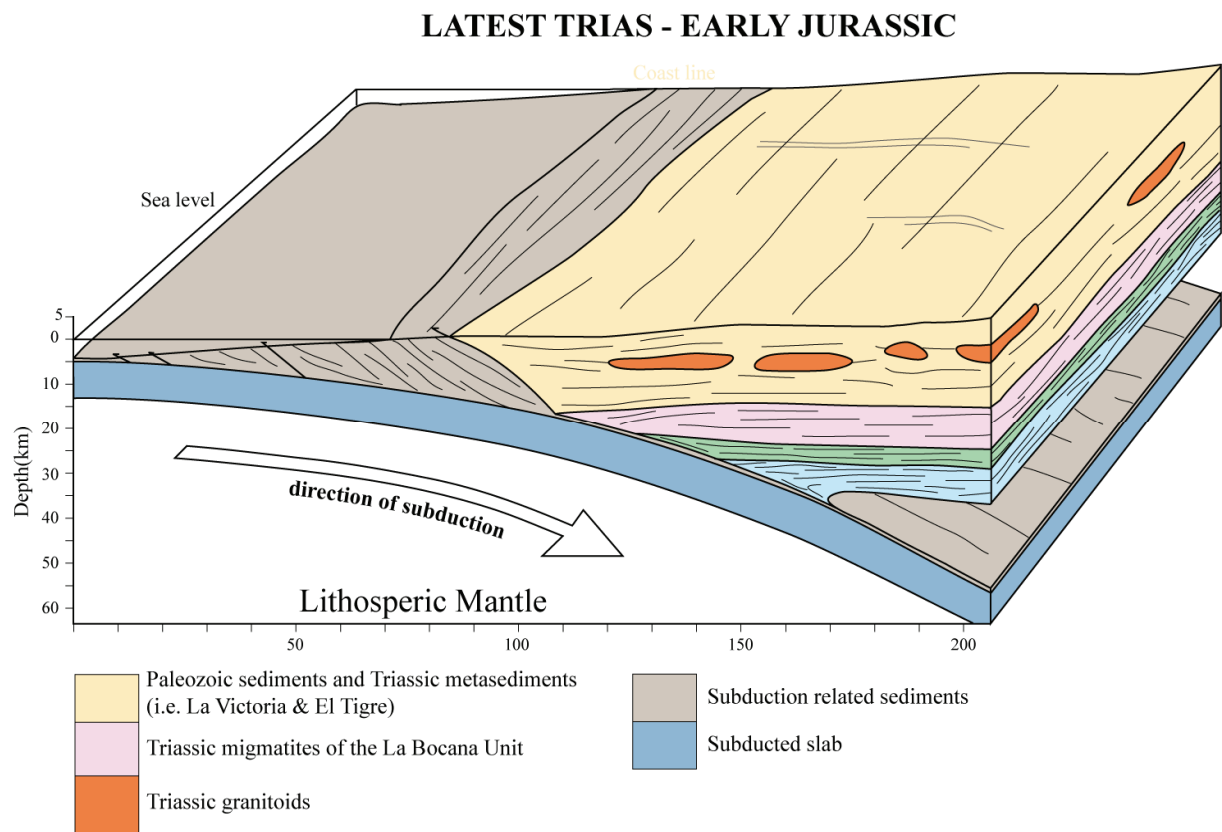


Figure 9-4 : Bloc diagramme géologique de l'état de l'avant-arc équatorien entre le Trias supérieur (post 226 Ma) et le Jurassique inférieur.

Entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur, la position de l'arc volcanique lié à la subduction change en fonction de l'orientation de la marge, indiquant un changement de direction de la subduction depuis une direction de subduction vers le SE, à une direction subduction vers le NE (Aspden et al., 1987 ; Jaillard et al., 1990) (Fig. 9-5). Durant le Jurassique supérieur, la marge péruvienne fonctionnait en décrochement (voir chapitre 3) et la subduction avait lieu plus au sud, sous l'actuel Chili et plus au Nord, à partir de l'Equateur. Il existait alors très probablement le long de la marge de l'actuel Pérou, une fenêtre mantellique connectant les manteaux paléo-pacifiques et sud-américain (Fig. 9-5). C'est aussi durant le Crétacé inférieur que le complexe ophiolitique de Raspas est exhumé (Gabriele, 2002 ; John et al., 2010). A partir des résultats obtenus par John et al. (2010) sur le complexe ophiolitique de Raspas, la phase prograde du métamorphisme de HP est datée aux environs de 130 Ma, et le refroidissement des roches en dessous de 400 °C est contraint à ~ 123 Ma (Gabriele, 2002 ; Bosch et al, 2002 ; John et al., 2010).

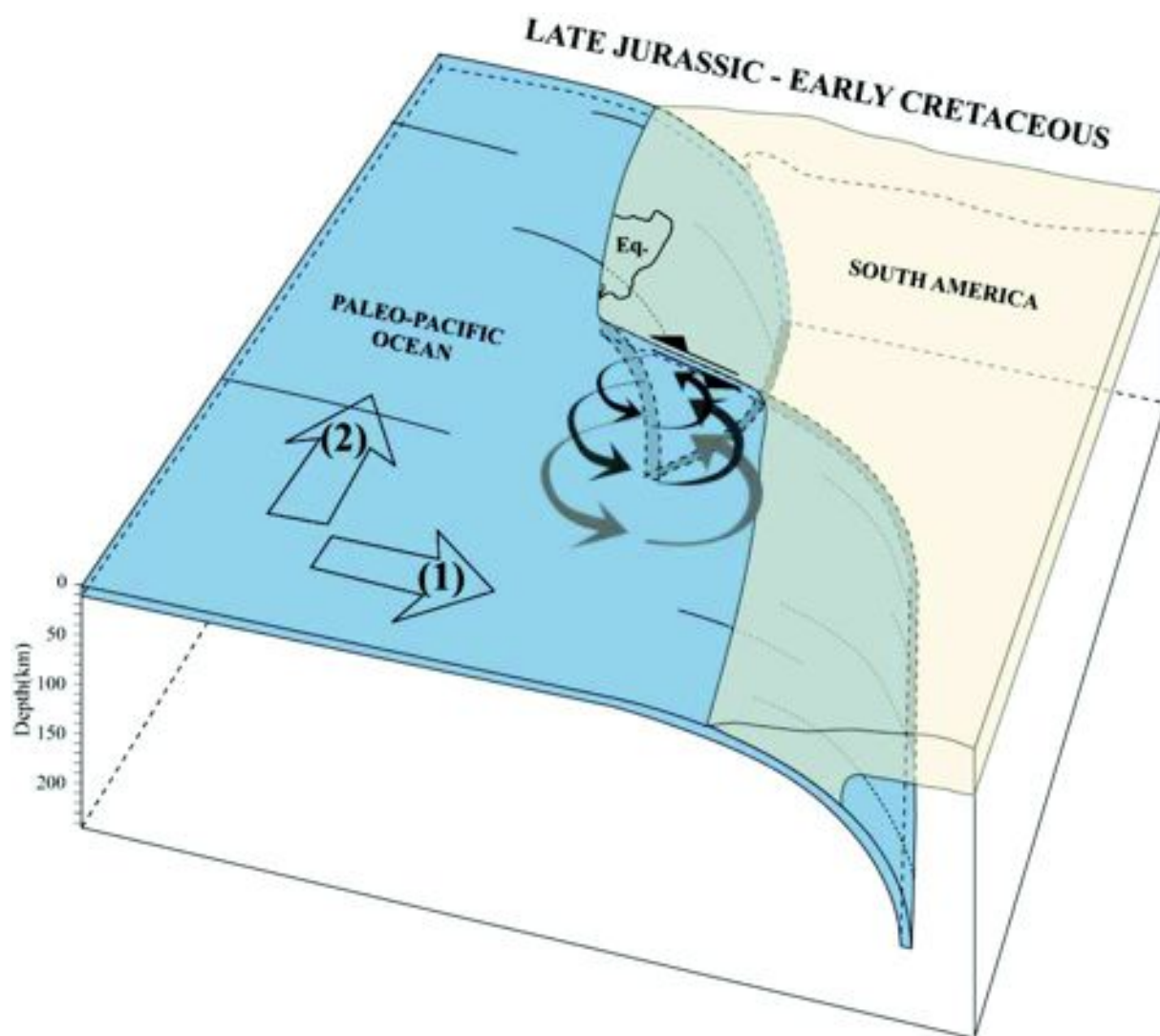


Figure 9-5 : Bloc diagramme géologique du Nord de l'Amérique du Sud au Crétacé inférieur. La marge est soumise au Jurassique supérieur (1) à une subduction dirigée vers le sud-est, puis dirigée au nord-ouest à partir du Crétacé inférieur (2).

Dans cette configuration la fenêtre mantellique joue un rôle majeur lors du changement de direction de subduction au Crétacé inférieur. En effet, le changement du régime de subduction permet la création de mouvements toroïdaux de matériel mantélique en bordure de slab (i.e. Schellart et al., 2007). Ces déplacements autorisent la verticalisation de celui-ci, et par la même occasion créent les conditions favorables à l'exhumation de massifs de HP-BT (Fig. 9-5 & 9-6) (Guillot et al., 2009).

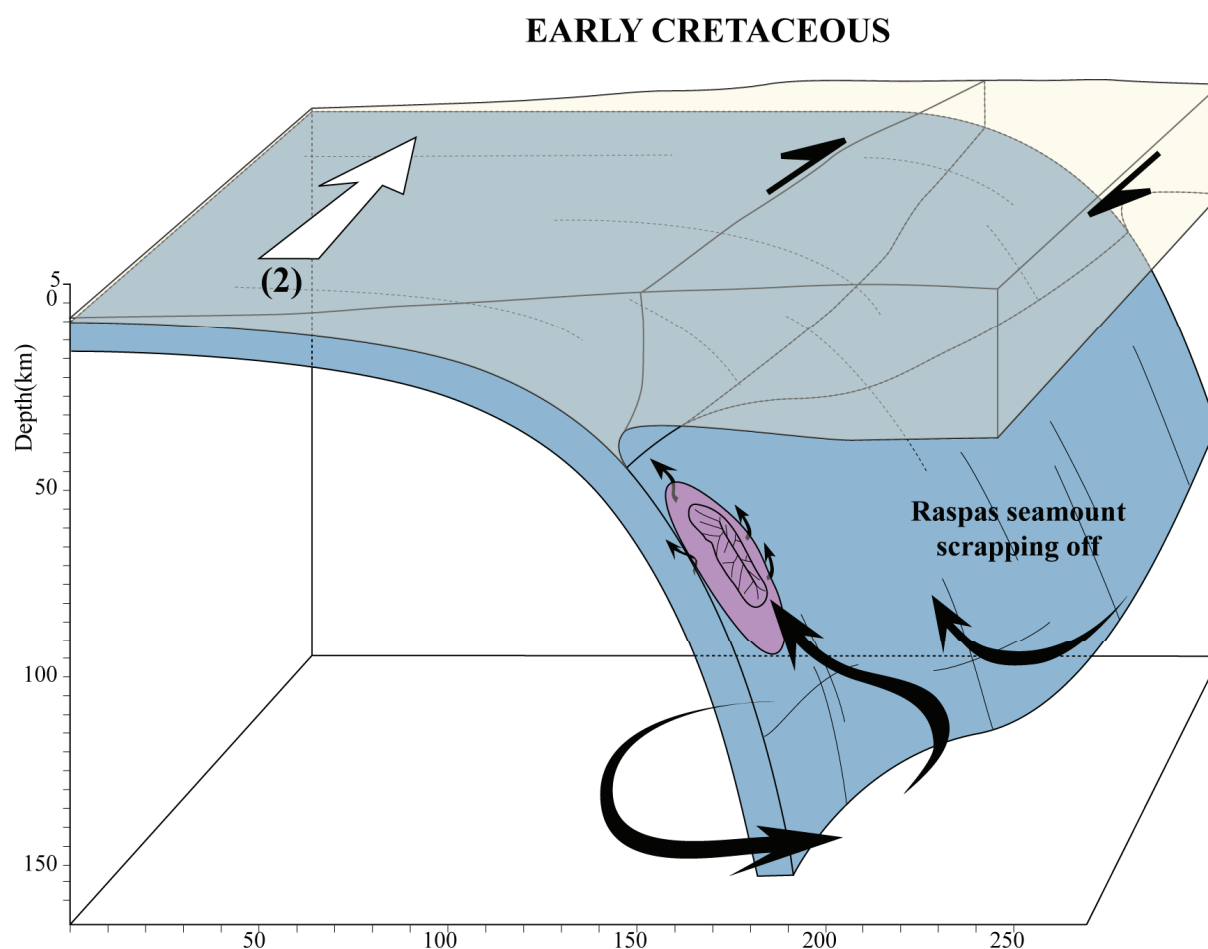


Figure 9-6 : Bloc diagramme du modèle d'exhumation du guyot de Raspas. La figure représente un zoom de la figure 9-4 sur la partie au nord de la zone de décrochement. Le guyot de Raspas (en pourpre) a pu être détaché du slab lors de la verticalisation de celui-ci.

Nous attribuons alors l'exhumation du complexe ophiolitique de Raspas au changement de direction de subduction entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur (Fig. 9-6). La verticalisation engendrée, facilitée par la fenêtre mantellique, devient alors un moteur standard d'exhumation de roches de HP (Guillot et al., 2009). Noter que durant ce temps, la zone d'avant-arc est soumise à un décrochement dextre. C'est aussi durant cette période que le complexe métamorphique de El Oro est basculé. Le basculement a lieu après l'exhumation de complexe ophiolitique de Raspas et avant la formation du bassin de Celica-Lancones à l'Albien. Nous attribuons l'épisode de basculement à la formation d'un pull-apart en régime transtensif (Fig. 9-7).

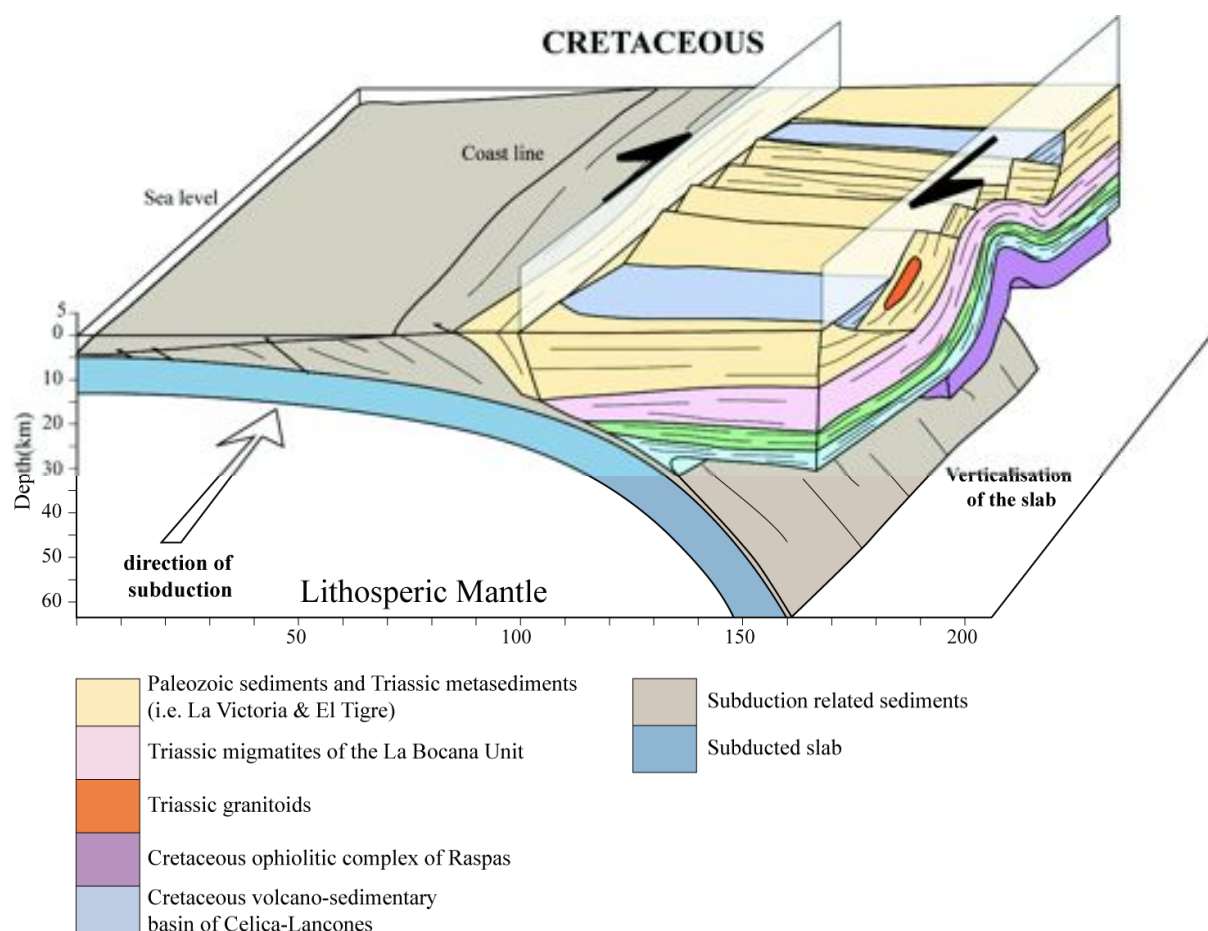


Figure 9-7 : Bloc diagramme géologique de l'avant arc équatorien au Crétacé inférieur.

Le modèle de basculement sous la forme d'un anticlinal présenté d'échelle crustale dans la figure 9-7 est supporté par le métamorphisme prograde vers le Sud observé dans le Groupe de Biron. Ce groupe a probablement connu une histoire triasique commune à celle de la "paired metamorphic belt" de El Oro (Aspden et al., 1995 ; Noble et al., 1997 ; Gabriele, 2002). Malgré l'empreinte thermique Campanienne (Noble et al., 1997), on observe la même succession depuis des sédiments peu métamorphiques à l'extrême nord jusqu'aux migmatites au Sud, à proximité du contact avec la zone de cisaillement de La Palma-Guayabo. La présence de metabasaltes et métagabbros comparables à ceux des unités d'Arenillas-Panupalí et de Piedras soutient l'hypothèse selon laquelle le Groupe de Biron et la "paired metamorphic belt" de El Oro étaient continus au Trias et probablement aussi au Jurassique. Des études supplémentaires sont cependant nécessaires pour mieux contraindre cette période.



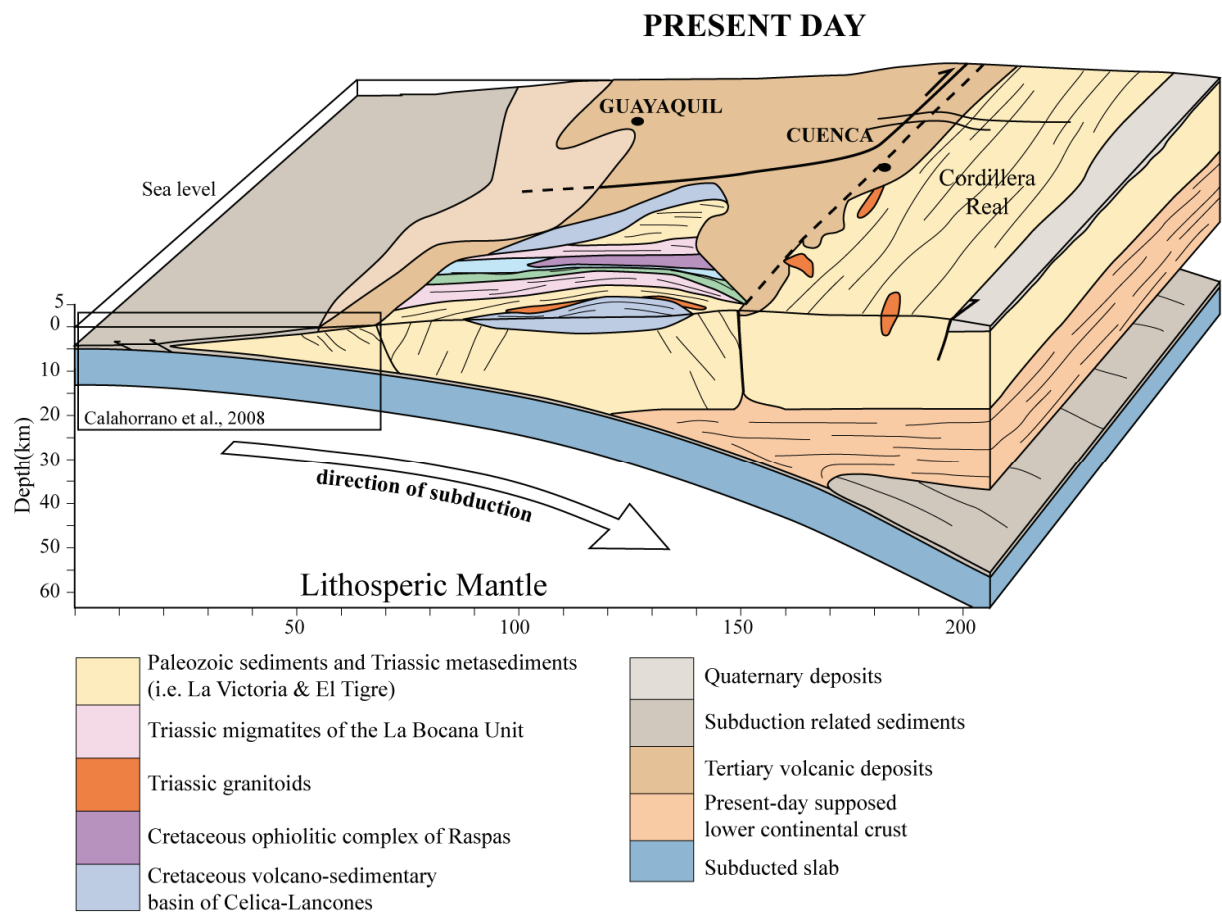


Figure 9-8 : Bloc diagramme géologique de l'avant-arc équatorien à l'Actuel. La géologie de la fosse est simplifiée d'après Calahorrano et al. (2008). Le massif métamorphique de El Oro est bordé à l'Est par la Cordillera Real.

Durant le Crétacé supérieur le régime tectonique change et devient compressif. La déformation associée à cet événement plisse les dépôts volcaniques et sédimentaires du bassin de Celica-Lancones et donne la structure arquée au massif de El Oro que l'on connaît aujourd'hui (Fig. 9-8).

## 10. Discussion générale

### 10.1. "Paired metamorphic belts" et métamorphisme de ultra-haute température en avant arc

Lors de cette étude nous avons mis en évidence l'existence d'une seconde "paired metamorphic belt" en Amérique du Sud, après celle mise en évidence par Willner et al. (2005) au Chili. Selon la classification des domaines métamorphiques de Brown (2007), les conditions atteintes lors de pic métamorphique situent l'unité de La Bocana dans le faciès granulitique. Le métamorphisme de l'unité de La Bocana est typique de l'ultra-haute température entre 1000 et 1500 °C/GPa (Fig. 10-1). Cependant, l'ultra-haute température est principalement connue durant le Néo-archéen et le Cambrien (Brown, 2008) et généralement caractéristique des orogènes de collision (i.e. Sawyer et al., 2011). Pour les orogènes de collision, les conditions de UHT peuvent être atteintes par un manteau anormalement chaud en base de croûte et par la chaleur radiogénique produite par la croûte épaissie (Brown, 2007 ; Sawyer, 2011, Cf aussi les travaux de Karel Schullman en Bohême). Dans le cas du Groupe de Tahuin nous avons montré que la croûte était au contraire amincie et que la partie inférieure était probablement délamainée. De plus la zone affectée se situait en position d'avant arc. Dans ces conditions, seule une importante anomalie mantellique peut être à l'origine de l'UHT. Cette conclusion est appuyée par l'existence du sous-placage gabbroïque de l'unité de Piedras, mais aussi par le caractère géochimique de ces gabbros de type MORB.

L'unité de HP-BT d'Arenillas-Panupalí a pour pic métamorphique des conditions de 300 °C pour 9 kbar (Gabriele, 2002). Le gradient géothermique estimé est typique du métamorphisme de HP-BT (Fig. 10-1). Toutefois les conditions métamorphiques atteintes sont proches des conditions de base de croûte (autour de 30 km de profondeur). Aucune évidence de ultra-haute pression n'a été observée. De plus, l'unité n'a pas enregistré d'empreinte de haute-température, indiquant qu'elle s'est nécessairement mis en place tectoniquement après l'épisode de UHT. A la lumière de nos résultats, nous attribuons la mise en place de l'unité de HP-BT d'Arenillas-Panupalí à l'écaillage du slab lors de la reprise de la

subduction au Trias supérieur. Cet épisode semble immédiatement succéder à la rupture probable du slab et la fenêtre asthénosphérique engendrée.

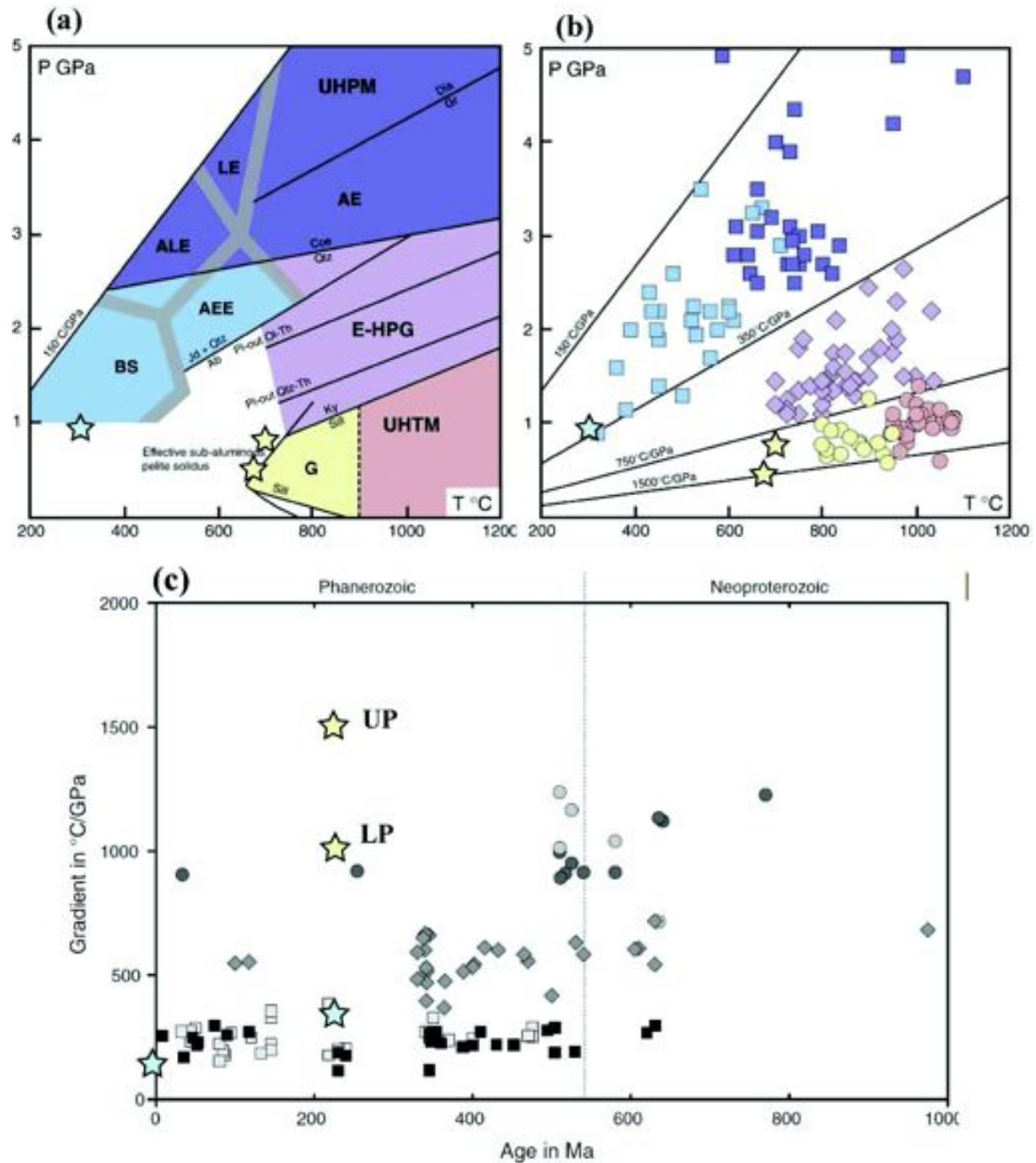


Figure 10-1 : Position des massifs de HP-BT et HT-BP comparée aux conditions métamorphiques terrestres (modifié d'après Brown, 2007).

La juxtaposition de massifs de HT-BP à des massifs de HP-BT est généralement associée aux systèmes orogéniques de type subduction-collision. Dans ces systèmes, l'exhumation et la mise en place des unités de HP et UHP précèdent le métamorphisme de haute température (i.e. Brown, 2007 ; Sawyer, 2011). Or il n'y a aucun témoin clair de blocs crustaux ou océaniques accrétés à la marge nord andine d'Equateur ou du Pérou durant le Trias. La formation de la "paired metamorphic belt" n'est donc pas attribuable à la collision d'un bloc. De plus, notre étude montre sans ambiguïté que la mise en place des schistes bleus est postérieure à la UHT, et que le système est consécutivement rapidement refroidi. Cette configuration diffère fondamentalement des systèmes de subduction-collision. A la lumière de ces résultats, nous proposerons un modèle permettant d'expliquer la création d'une fenêtre asthénosphérique en cours de subduction par l'étude du contexte géodynamique globale durant cette période.

### 10.1.1. Reconstructions paléogéographiques

#### 10.1.1.1. *Définition*

Les plaques terrestres forment la partie externe de la planète. Leurs mouvements passés peuvent être reconstitués à partir des données paléomagnétiques des roches qui enregistrent la position du pôle magnétique lors de leur dépôt ou de leur cristallisation. Les techniques paléomagnétiques utilisent le phénomène bien connu de certains minéraux (dits magnétiques) qui enregistrent les directions passées du champ magnétique terrestre.

Le mouvement passé est alors reconstruit à partir des positions successives du pôle, enregistrées par le continent (Fig. 10-2) et appelé APWP (Apparent Pole Wandering Path). La limitation principale des reconstructions paléomagnétiques réside dans l'impossibilité de résoudre de déplacement longitudinal à partir de l'enregistrement d'un seul APWP.

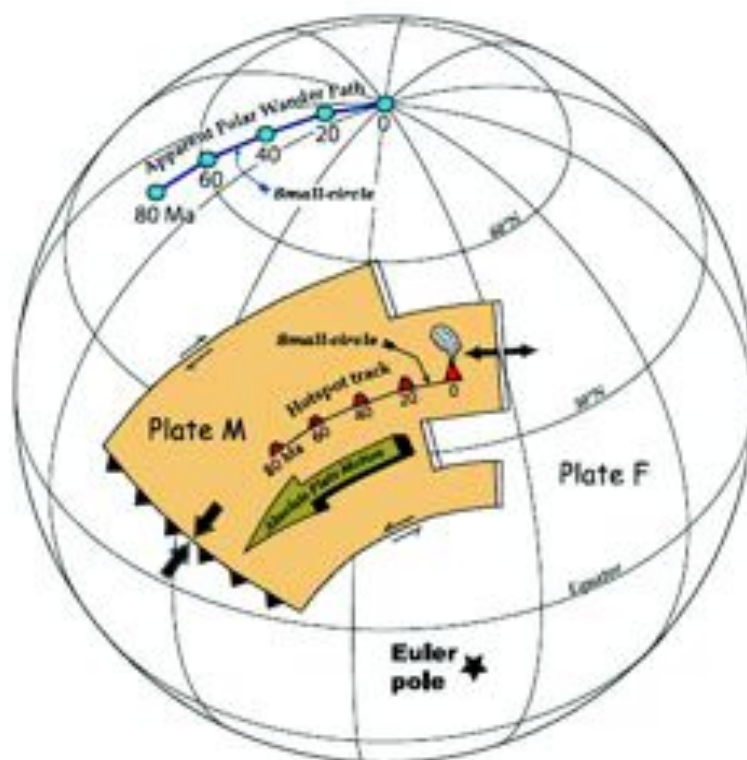


Figure 10-2 : Trace apparente des paléopôles magnétiques, comparée au déplacement de la plaque "M" (Torsvik et al., 2008). Le pôle eulérien correspond au pôle de la rotation qui décrit le déplacement des paléopôles apparents. Notez que le déplacement des pôles apparents a une direction opposée au déplacement réel de la plaque.

Les modèles palinspastiques récents (e.g. Stampfli & Borel, 2002 ; Torsvik et al., 2008) intègrent de nombreux paramètres tels que les données stratigraphiques, sédimentaires, paléomagnétiques, paléobiologiques mais sont aussi contraints par la compilation de données structurales (âges d'accrétions/collision etc...).

#### 10.1.1.2. *Paléogéographie du Carbonifère au Jurassique*

Entre le Carbonifère et le Jurassique, l'agencement des plaques lithosphériques est tel que la Terre est séparée en deux grands domaines (Fig. 10-3): (1) l'océan Panthalassa recouvrant les deux tiers de la surface terrestre, (2) le supercontinent Pangée et son système océanique interne (système Téthysien).



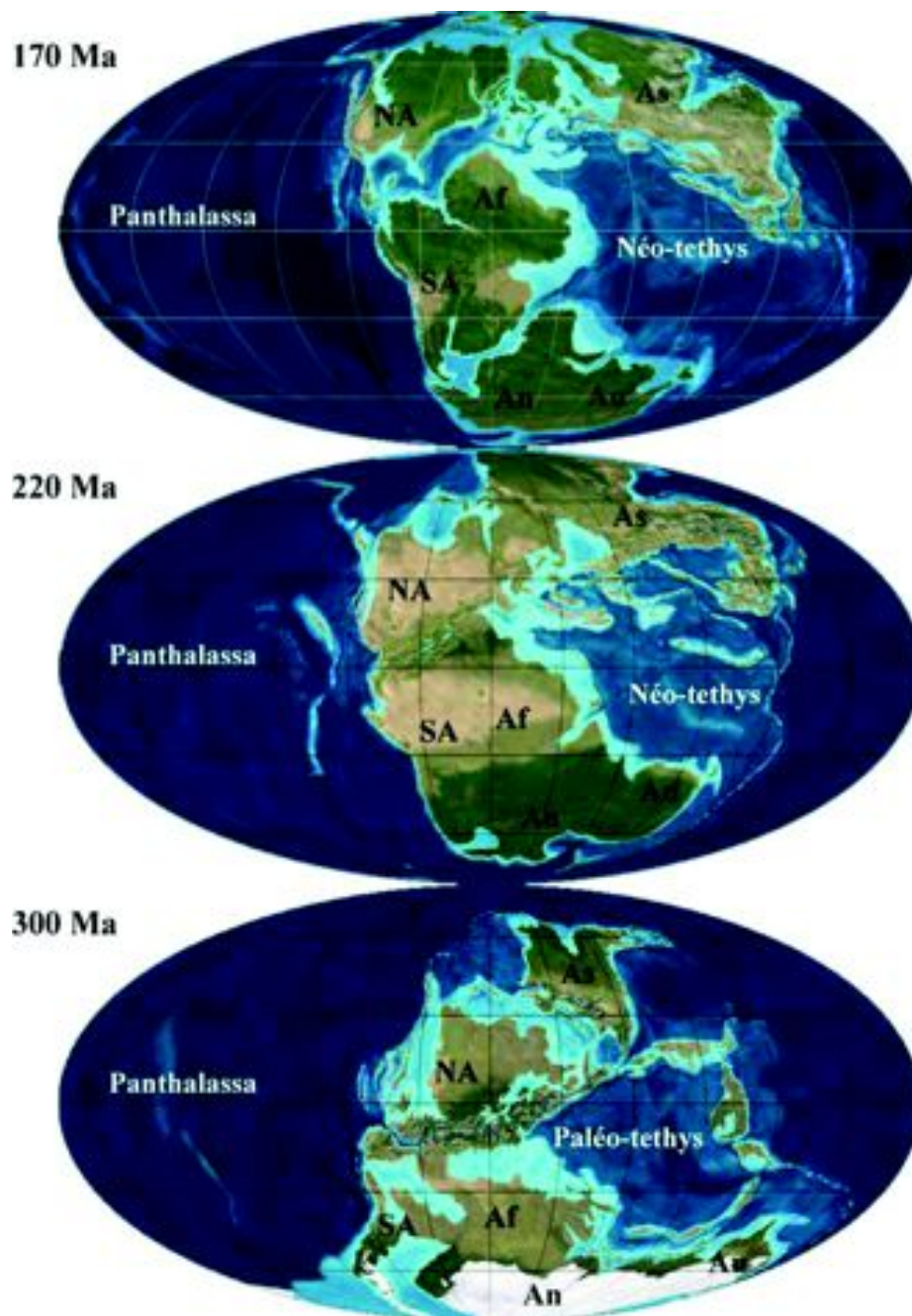


Figure 10-3 : Reconstructions paléogéographiques depuis la fin du Paléozoïque jusqu'au Mésozoïque (300-170Ma, d'après Blakey, 2011). 300 Ma : la formation du supercontinent Pangée est achevée. 220 Ma : l'océan Paléo-Téthys est entièrement subduit sous la marge eurasienne, et l'océan Néo-Tethys s'est ouvert. 170 Ma ; l'Amérique du Nord est en cours de séparation avec l'Amérique du Sud, L'Atlantique centrale s'ouvre et la Néo-Téthys commence à subduire sous la marge eurasienne. An, Antarctique ; Af, Afrique ; Au, Australie ; SA, Amérique du Sud ; NA, Amérique du Nord ; As, Asie.

### 10.1.1.3. *Domaine Téthysien*

Entre le Carbonifère et le Jurassique, le domaine Téthysien est fortement réorganisé (fermeture de la Paléo-Téthys et ouverture de la Néo-Téthys, Stampfli & Borel, 2002) et la marge sud-américaine est dominée par la subduction de l'océan Panthalassa puis Paléo-Pacifique (Willner et al., 2005 ; Mišković et al., 2009).

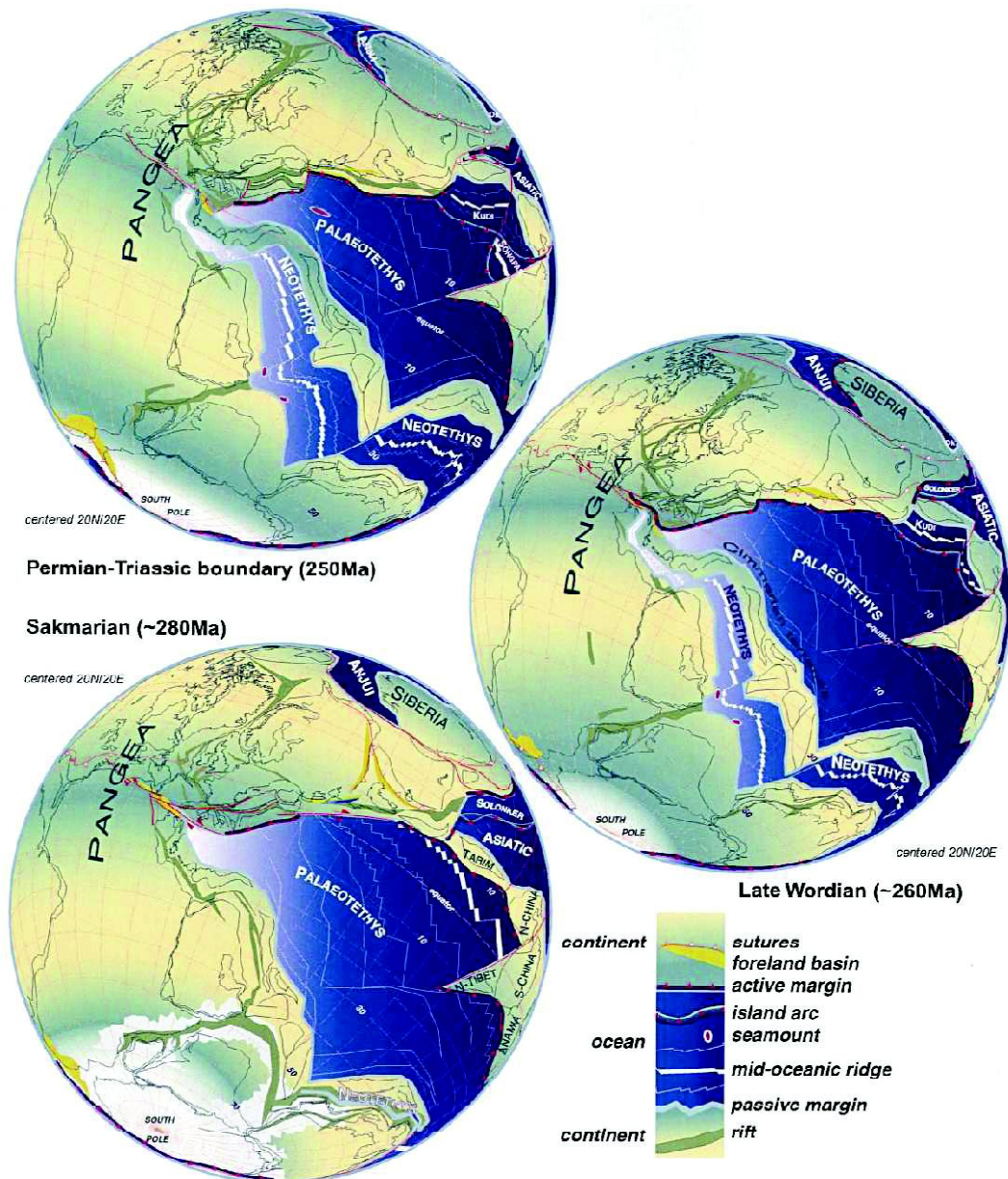


Figure 10-4 : Evolution du domaine Téthysien entre 280 et 250 Ma (Stampfli & Borel, 2002)



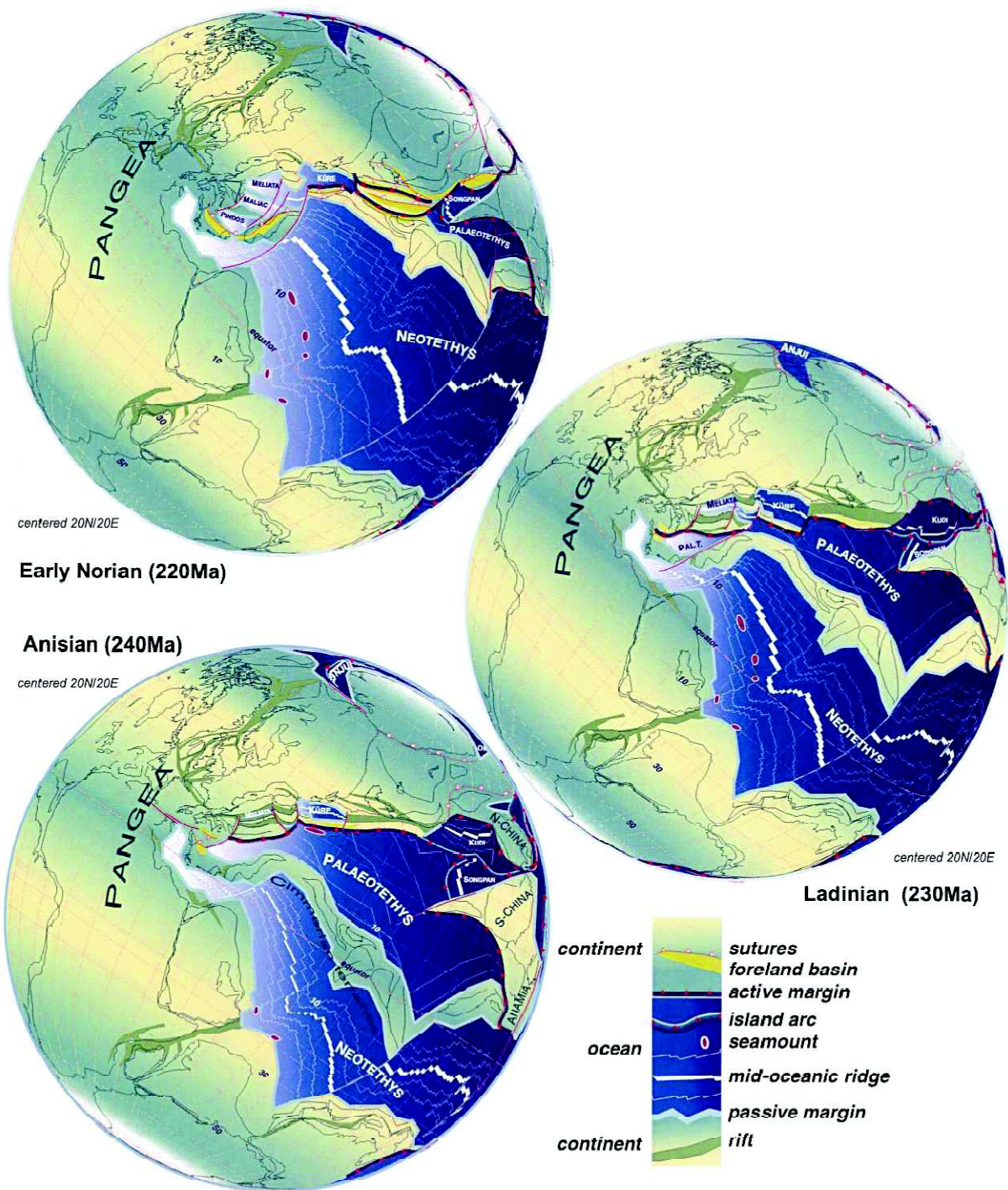


Figure 10-5 : Evolution du domaine Téthysien entre 240 et 220 Ma (Stampfli & Borel, 2002)

La Néo-Téthys s'ouvre entre la fin du Carbonifère et le début du Permien depuis l'est de l'Australie, en progressant vers l'est en direction de la Méditerranée (e.g., Stampfli & Borel, 2002, Fig. 10-4 & 10-5). L'ouverture de la Néo-Téthys provoque le déplacement des

blocs Cimmériens (Fig. 10-4), originaires du Gondwana, vers le nord. L'ouverture de la Néo-Téthys coïncide avec la subduction de la ride Paléo-Téthys sous la marge Eurasienne (e.g., Stampfli & Borel, 2002). Les témoins de la subduction de la ride sont observés en Iran par l'intermédiaire d'accrétion de terrains à affinité MORB au Permien (Ruttner, 1993). La fermeture de la Paléo-Téthys est enregistrée par la collision des blocs Cimmériens contre la marge eurasiennne (e.g. Pullen et al., 2008, Fig. 10-5). La subduction de la Néo-Téthys le long de la marge iranienne est enregistrée par la mise en place du magmatisme d'arc durant le Jurassique inférieur (Pullen et al., 2008).

#### 10.1.1.4. *Déplacement de Gondwana et de l'Amérique du sud*

L'étude de l'APWP du supercontinent Gondwana (Torsvik et al., 2008), montre que celui-ci subit des changements drastiques dans ses directions de déplacements à la fin du Paléozoïque (Fig. 10-6).

(1) Au Permien supérieur (250 Ma), l'APWP du Gondwana change de direction du sud vers l'ouest (la direction de déplacement du continent est donc changée du nord vers l'est), avec une forte composante rotationnelle antihoraire (Fig. 10-6c). Notons que juste avant ce changement de direction (260-250 Ma), la vitesse absolue de déplacement du Gondwana chute de plus de 10 cm/an, à 2-3 cm/an (Fig. 10-6b).

(2) au Trias supérieur (220 Ma), l'APWP du Gondwana cesse de se diriger vers l'Ouest pour se diriger vers le Nord, et la composante rotationnelle est alors horaire.

(3) finalement au Jurassique inférieur (190 Ma), l'APWP de Gondwana se redirige vers l'Est (Fig. 10-6a). L'âge exact du premier changement de direction au Permien supérieur est sujet à discussion.

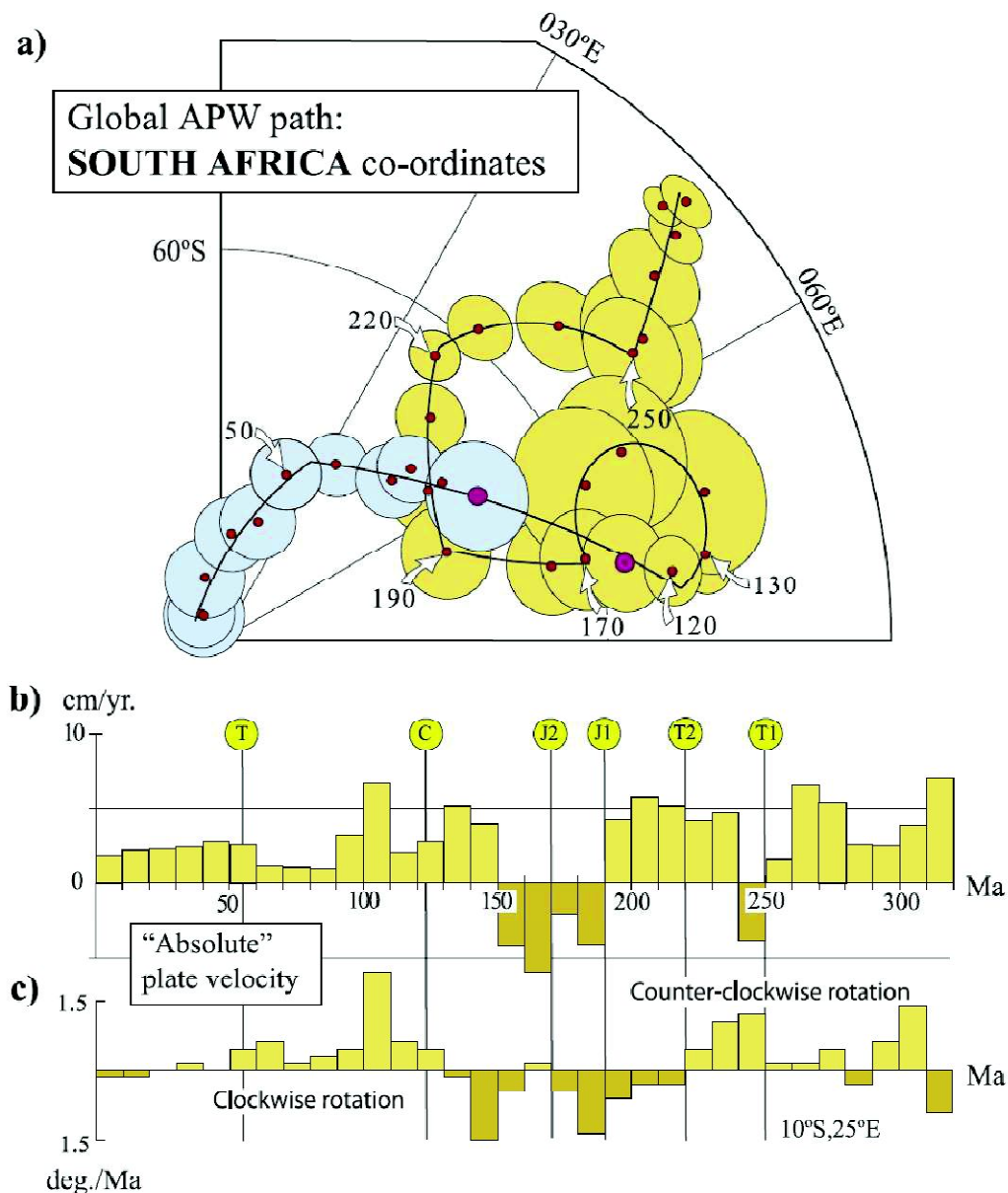


Figure 10-6 : (a), APWP de Gondwana en coordonnées Sud-Africain ; (b), Vitesse de déplacement absolue ; (c), composante rotation du déplacement,  $>0$  = rotation antihoraire,  $<0$  = rotation horaire.

Tomezzoli (2009) propose un nouvel APWP pour l'Amérique du Sud entre le Carbonifère et le Trias. Ce nouvel APWP pour l'Amérique du Sud (Fig. 10-7) montre que la période de changement de direction pourrait avoir commencé plus tôt, au Permien inférieur pour être complète au Permien supérieur (Fig. 10-7). De plus, le modèle d'APWP proposé par Tomezzoli (2009) peut s'accorder à celui proposé par Torsvik et al. (2008), du fait de



l'importante incertitude sur la position des paléo-pôles déterminée par Torsvik et al. (2008) (Fig. 10-6).



Figure 10-7 : Position moyenne des paléo-pôles de l'Amérique du Sud montrant un changement de direction de déplacement majeur entre la fin du Permien et le Trias (Tomezzoli, 2009). Le Permien est présenté comme une période de transition entre un déplacement apparent des paléo-pôles vers Sud-Ouest, puis vers l'Est.

## 10.1.2. Corrélations globales

### 10.1.2.1. APWP et géodynamique

Même s'il est utile de comprendre le déplacement "absolu" du Gondwana (et par la même occasion de l'Amérique du Sud) pour, par exemple, le comparer avec le mode de fonctionnement de la marge (avancé ou retrait de la fosse, composante cisailante etc.), l'intérêt réel se situe dans la comparaison entre les changements de directions de l'APWP et

les événements tectoniques à la même époque (voir § 10.2). On constate que ces trois changements de direction sont corrélés avec trois épisodes tectoniques majeurs : l'ouverture de la Néo-Téthys (~ 270 Ma), la fermeture de la Paléo-Téthys (230-220 Ma) et l'ouverture de la Téthys occidentale (200-190 Ma). Il faut noter que la corrélation pour le premier changement de direction avec l'ouverture de la Paléo-Téthys est meilleure avec l'APWP de l'Amérique du Sud proposé par Tomezzoli (2009).

Cependant il émerge de cette observation une incohérence. En effet, pendant l'ouverture de la Néo-Téthys on s'attend à ce que le déplacement du Gondwana se fasse dans la direction d'expansion de l'expansion océanique, c'est à dire vers le Sud-Ouest. Or durant cette période l'APWP de Gondwana (Fig. 10-7a) montre que la direction de déplacement allait à l'encontre de l'expansion de la Néo-Téthys c'est à dire grossièrement vers le Nord-Est. Cela a d'importantes implications sur le moteur à l'origine de l'ouverture de la Néo-Téthys. Le déplacement de Gondwana et sa rotation antihoraire sont cohérents avec la fermeture de la Paléo-Téthys (Fig. 10-6), signifiant que l'ouverture de la Néo-Téthys est passive et que sa ride se déplace dans la direction de subduction de la Paléo-Téthys (Fig. 10-5 & 10-6).

#### 10.1.2.2. *La limite Permo-triasique*

A la limite Permien-Trias, la terre a connu la plus grande extinction de masse des espèces vivantes de tous les temps phanérozoïques (96 % des espèces marines et 70 % des espèces terrestres). Cette extinction connue aussi sous le nom de "Great Dying" eut lieu il y a ~ 251 Ma (Bowring et al., 1998). Les mécanismes suggérés pour expliquer cet événement catastrophique sont généralement : impact d'un astéroïde (Retallack et al., 1998), changement climatique global dû à une augmentation de l'activité volcanique (e.g. éruption des Traps Sibériens) provoquant un relâchement soudain dans l'atmosphère de gaz toxiques, anoxie générale des océans, et formation du supercontinent Pangée altérant les circulations océaniques et atmosphériques. Si la formation des Traps de Sibérie n'a pu, en elle-même, être suffisante pour provoquer l'extinction, elle a aussi provoqué la combustion spontanée de couches à charbon. Ce qui eut pour effet de relâcher dans l'atmosphère une quantité considérable de dioxyde de carbone et de méthane (Grasby et al., 2011). La communauté scientifique s'accorde à dire que le volcanisme intense à la limite P-T ( $251 \pm 0.3$  Ma, (Mundil et al., 2004) a joué un rôle majeur dans l'extinction de masse. Ce volcanisme est aussi le

témoin d'une période où le manteau est anormalement chaud et probablement remanié par d'importants mouvements de convection. Coltice et al. (2007) ont mis en évidence que la formation d'un supercontinent a d'importantes conséquences sur la température du manteau sous-jacent. Leurs modélisations montrent que la formation d'un supercontinent augmente la température du manteau sous-jacent jusqu'à 100 °C. Une telle anomalie serait suffisante pour entraîner la fusion partielle du manteau (Anderson, 1982), tout particulièrement si celui-ci est hydraté (Gallagher & Hawkesworth, 1992). Cependant, ce modèle est peu approprié pour expliquer la formation de plumes mantelliques à l'origine des Traps de Sibérie. En effet, l'anomalie thermique seule est insuffisante et trop diffuse pour être à l'origine d'un panache mantellique (Coltice et al., 2007). En outre, le changement de direction de l'APWP de Gondwana (Fig. 10-6 & 10-7) vers l'Est coïncide de manière surprenante avec l'âge de l'extinction de masse.

## 10.2. Permian-Triassic Thermal Anomaly (PTTA)

La discussion générale sur l'évolution de la "paired metamorphic belt" de El Oro, replacée au sein du système géodynamique de l'Amérique du sud est présentée sous la forme d'un article court. Cet article est en cours de finition et sera soumis à la revue *Nature Geoscience*.

L'article suivant présente l'état géodynamique de la marge sud américaine entre le Carbonifère et le Jurassique. Nous avons, pour cette période, synthétisé l'ensemble des données géochronologiques U-Pb sur zircon disponibles sur les roches plutoniques et magmatiques de cette époque. Les résultats montrent que la marge connaît deux changements de signature magmatique. Le magmatisme de type I lié à la subduction entre le Carbonifère et le Permien inférieur fait place entre le Permien inférieur et le Permien moyen, à un magmatisme de type S. Ce n'est qu'au Jurassique inférieur que l'arc volcanique lié à la subduction réapparaît. Ces deux changements dans le type de magmatisme semblent coïncider avec des changements de direction des mouvements apparents des pôles magnétiques de l'Amérique du sud. La période Permo-Triasique coïncide avec le magmatisme de type S mais aussi avec un régime tectonique globalement extensif. De plus les reconstructions paléomagnétiques récentes indiquent que sur la période Permo-Trias, le Gondwana a connu

une importante rotation antihoraire provoquant un mouvement général du continent sud-américain vers l'Est.

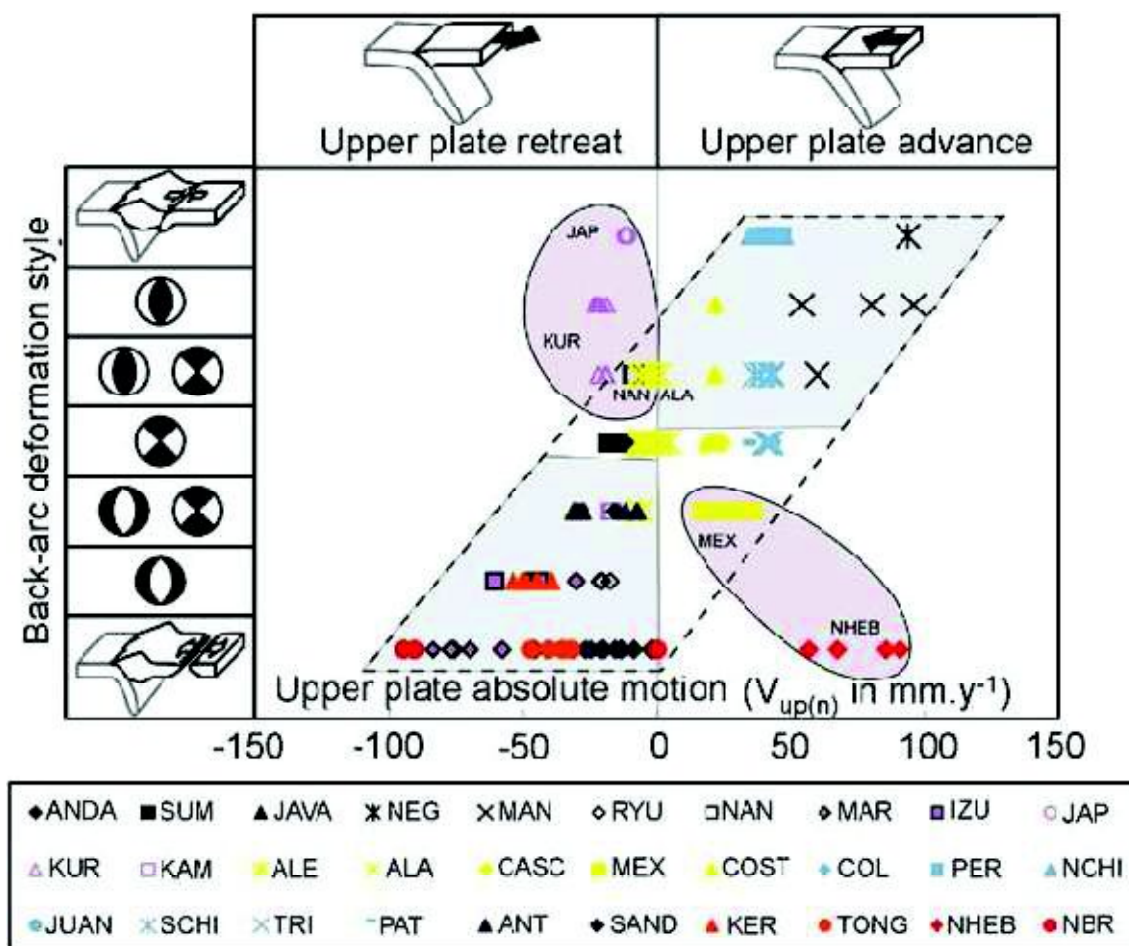


Figure 10-8 : Mode de déformation de l'arrière arc vs déplacement normal absolu de la plaque supérieure, in Heuret et Lallemand (2005).

Dans cet article nous interprétons l'épisode magmatique de type S en position d'arc au cours de la période permo-triasique comme la conséquence du retrait du continent. La compilation des modes de déformation des subductions actuelles d'Heuret et Lallemand (2005) indique que dans ces conditions, l'arrière-arc est largement dominé par un régime de déformation en extension ou en transtension (Fig. 10-8). Néanmoins un des facteurs clef contrôlant le mode déformation de la marge est l'ancrage du slab Panthalassien lors du retrait du continent.

## **Permian-Triassic thermal anomaly of the active margin of South America**

Nicolas Riel<sup>1</sup>, Etienne Jaillard<sup>1</sup>, Stéphane Guillot<sup>1</sup> and Jean-Emmanuel Martelat<sup>2</sup>

From Permian to Triassic times, the earth surface recorded substantial modifications including massive life extinction (the Great Dying), Trap eruptions in China and Siberia and Gondwana breakup associated with Tethyan realm reorganization. Here we report metamorphic and U-Pb geochronological results from the El Oro metamorphic complex in Ecuador, which show that this massif record the last step at 230-225 Ma of a large-scale Permian-Triassic thermal anomaly (PTTA) affecting the whole south American active margin. The shift of arc volcanism to widespread S-type magmatism all along the south American margin at 275-265 Ma is symptomatic of the onset of the development of the PTTA and is coeval with the opening of the Neo-Tethys and the counterclockwise rotation of Gondwana. We propose that the change in the drift direction of Gondwana from north to east related to plate reorganization provoked a verticalization of the subducted Panthalassa slab, due to slab anchoring at the 660-km discontinuity followed by slab fall. As the slab penetrates the lower mantle, strong heat advection produced a high heat flow beneath the active margin inducing the development of the PTTA during 50 Ma. Here we show that this voluminous magmatic activity culminated at the Permian-Triassic boundary, and may have contributed to the degradation of life conditions on the Earth surface.

### **Permian-Triassic Thermal Anomaly (PTTA) in South America**

The Permian-Triassic Great Dying is likely linked to Gondwana super supercontinent formation, since the latter causes warming of the underlying mantle, leading to large-scale mantle melting and continental flood basalts. During that time, the Tethyan realm is also actively reworked by the onset of the Neo-Tethys opening at ca. 265 Ma<sup>1</sup>. The Cimmerian blocks rifted away from Gondwana and drifted northward to Laurussia, causing the Paleo-Tethys to shrink until ~225 Ma<sup>2</sup>. In western South America, the sequence of event observed during late-Paleozoic times can be summarized as follows (Fig. 1): (1) Arc magmatism



related to the subduction of the Panthalassa ocean ended between 275 and 265 Ma<sup>3</sup>. During this period, transition from contractional to extensional regime is widely observed. (2) widespread S-type granites were emplaced in an extensional regime between 265 and 215 Ma, which represent a long period of high crustal heat flow and anatexis<sup>4</sup> (3) The last stage of S-type magmatism occurred together with mafic magmatism in the westernmost forearc regions between 235 and 215 Ma<sup>5</sup>. (4) The first known witness of resuming subduction after 250 Ma occurred in Ecuador at 225 Ma (see below), which precedes the resumption of subduction related magmatism in Early Jurassic time.

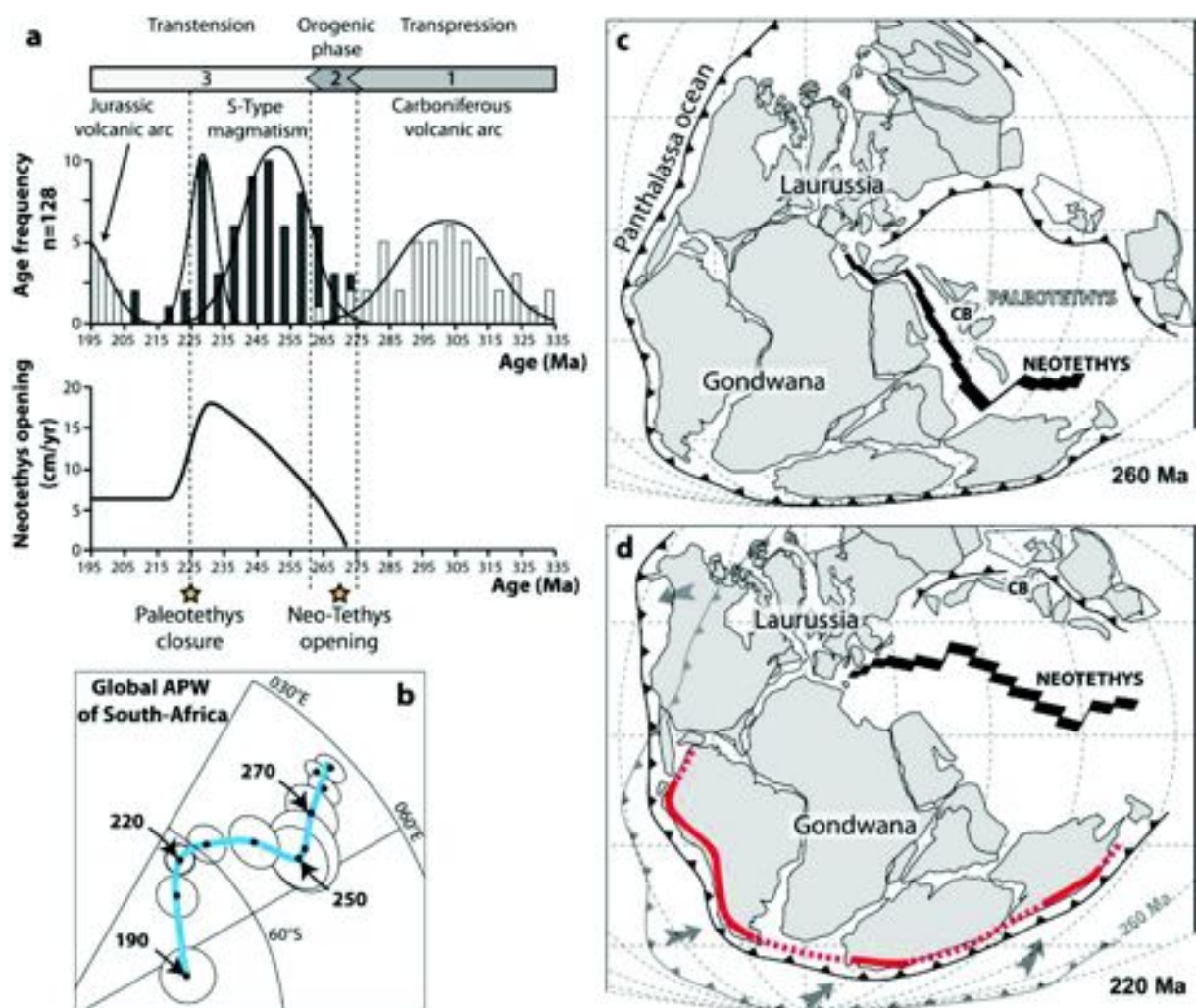


Figure 1 | Evolution of the magmatic signature of South America compared to paleomagnetic reconstructions. a, Zircon U-Pb histogram summarizing the dated intrusive episodes in western South America between 335 and 195 Ma (binned at 5 Ma intervals) compared to the opening rate of the Neo-Tethys<sup>1</sup>. Dashed lines highlight opening and final closure times of the

*Neo-Tethys and Paleo-Tethys domains, respectively. b, Global apparent pole wandering in south African coordinates<sup>20</sup>. Two major shifts are observed at 260-250 Ma and 230-220 Ma. c-d, Palinspastic reconstructions at 260 and 220 Ma modified from paleomagnetic reconstructions<sup>1,20</sup>. Note the major eastward retreat of Gondwana related to counter-clockwise rotation between 260 and 220 Ma. CB: Cimmerian blocks.*

The position of the Permian-Triassic thermal anomaly (PTTA) is overlapping the position of the Carboniferous arc (Fig. 2a), while the Jurassic arc is systematically located west of the PTTA axis, except north of Ecuador, where the three magmatic arcs are restricted to a single narrow belt (Cordillera Real of Ecuador Fig. 1 and Colombia), likely due to Cretaceous contraction due related to terrane accretion<sup>6,7</sup>. Note that the whole south American active margin underwent the PTTA, which strongly suggests that a widespread thermal event developed mainly below the arc and forearc zones (Fig 2b). According to the regions, distinct models have been proposed to explain the PTTA: (1) rifting<sup>8</sup>, (2) strong plate coupling<sup>9,10</sup>, or (3) late-Paleozoic collage of exotic terranes<sup>11-13</sup>. For the latter interpretation, as much as five exotic terranes covering the entire south American margin would have simultaneously collided at ~275 Ma, triggering the San Rafael orogenic phase<sup>3</sup>. However, no witnesses of ophiolitic suture or exotic terranes accreted to the south American margin during Permian-Triassic times are convincingly documented. Moreover these hypothesis fail to explain the synchronous timing of S-type magmatism on the whole south American margin (at least 7000 km) with probable extension to Antarctica and eastern Australia<sup>14,15</sup>. As a consequence, the large extension of the PTTA (Fig. 1a & 1d) implies that it is related to a plate-scale event and cannot be explained by regional interpretations alone.

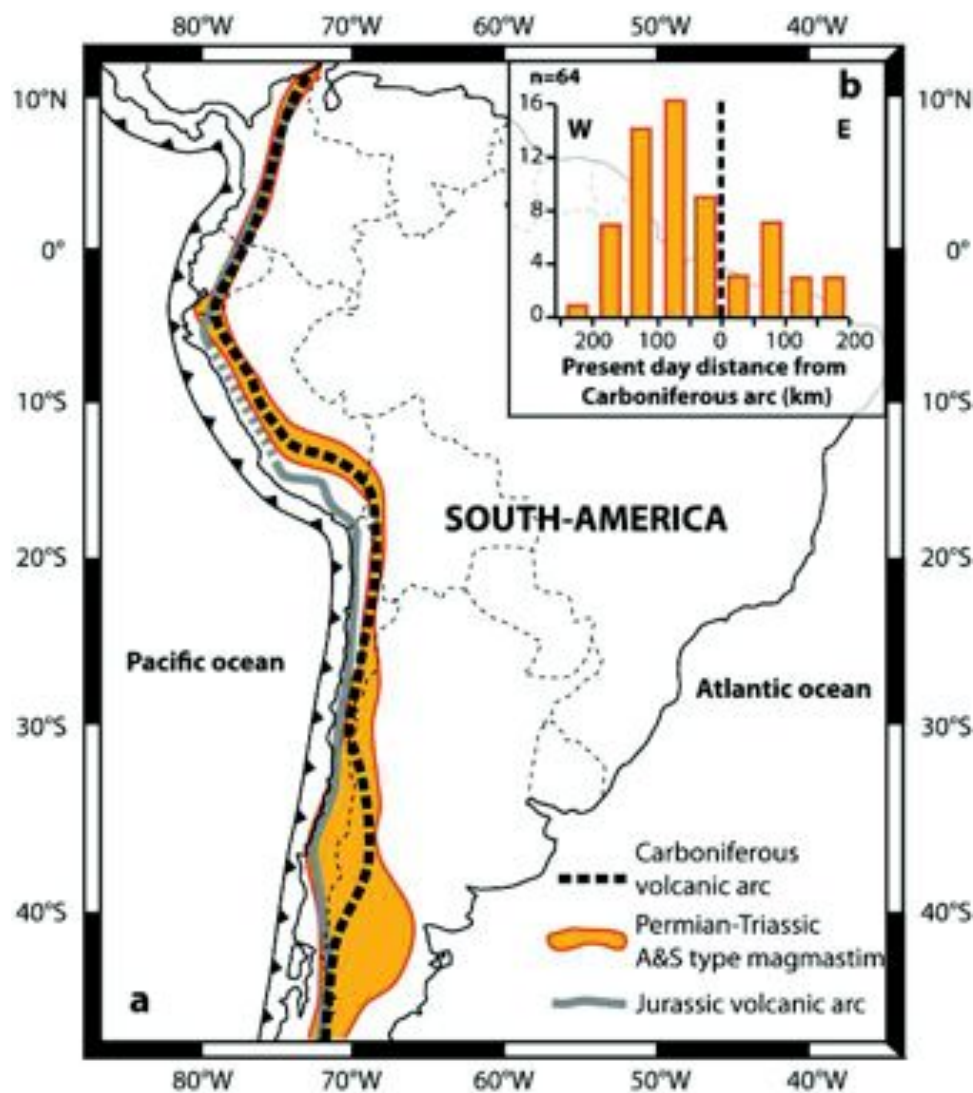


Figure 2 | Present-day position of the Carboniferous and early Jurassic arcs, and of the Permian-Triassic thermal anomaly. a, Position of magmatic arcs are compiled from the literature, see supplementary data (Table S1); Jurassic arc in northern Peru is not known and is indicated in dashed line. b, present day absolute distance of the Permian-Triassic magmatism from the central Carboniferous arc axis (integrated on the entire South America and binned at 50 km intervals).

### El-Oro metamorphic complex

Located in southwest Ecuador, the El Oro metamorphic complex crops out in an area of about 2400 km<sup>2</sup> bounded by Cretaceous to Tertiary rocks (Fig. 3). Its southern part consists of a tilted relict of a continental forearc section<sup>16</sup>, which presently exhibits a sub-vertical E-W

foliation (Fig. 4a). From south to north five lithologic units are distinguished (Fig. 4): (1) the Marcabeli unit, constituted of a S-type granitoid emplaced at  $227.5 \pm 0.5 \text{ Ma}^{17}$  (U-Pb on zircon), (2) the La Victoria unit, made of Paleozoic metasediments metamorphosed at late Triassic time<sup>18</sup>, (3) the La Bocana unit, constituted of metasediments molten from 229 to 224 Ma (U-Pb on zircon and monazite, this study), (4) the Piedras unit, which is a gabbroic body with MORB signature<sup>18</sup> underplated at crustal root level at  $221 \pm 17 \text{ Ma}^{17}$  (U-Pb on zircon), (5) the Arenillas unit, made of metabasalt, slices of metasediments and serpentinites, metamorphosed under blueschist facies conditions, and underplated at  $225.3 \pm 1.7 \text{ Ma}^{16}$  (Ar/Ar on glaucophane) represents the witness a subducted oceanic plate. Note that the continental crust is only made of metasediments for a total thickness of 25km, without evidence of preserved lower crust.

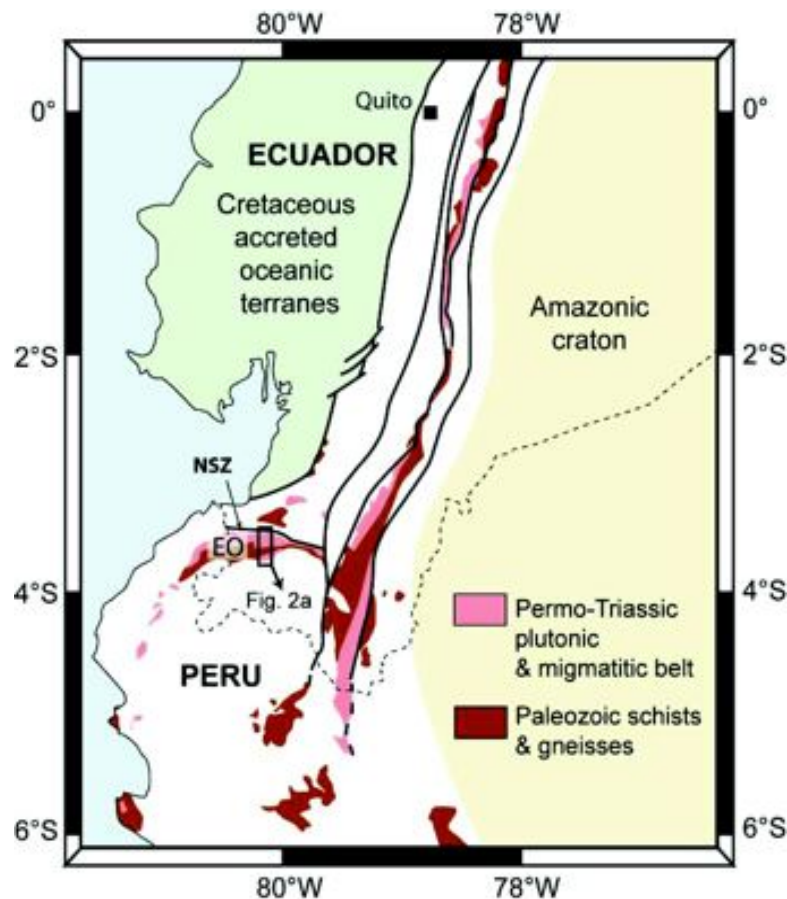


Figure 3 | Geological map of Southwest Ecuador modified from Chew et al., (2007). Cretaceous accreted oceanic terranes in pale green, Amazonic craton and his post-Triassic

*sedimentary cover in pale yellow; White background: undifferentiated Jurassic to Quaternary units; EO: El Oro metamorphic complex, NSZ: Naranjo Shear Zone.*

To investigate the PTTA that affects the continental section we report thermobarometric (Fig. 4b) and U-Th-Pb geochronological results on migmatites (Fig. 4c). Samples were collected from the La Victoria to the La Bocana units (Fig. 4a). Zircon and monazite datings from migmatitic samples gave  $229 \pm 2.1$  and  $224 \pm 2.3$  Ma ages, respectively. Unlike zircons grains, no zonations are observed in monazite grains, implying that monazite ages are representative of a late crystallization event that occurred during cooling, after zircon crystallization<sup>19</sup>. Sample AV-08-16 exhibits the successive crystallization of andalusite-kyanite-sillimanite (Fig. 4a). The resulting P-T path is a counter-clockwise loop around the triple point (see gray arrows in Fig. 4b) recording a period of crustal thickening (curve 1 in Fig. 4b) before thinning and, eventually heating. Because the main metamorphic event of the El-Oro complex occurred during early Late Triassic, the pressure-temperature estimates in Fig. 4b are direct proxies of the geothermal gradient at that time. This geothermal gradient (curve 2 in Fig. 4b) exhibits a convex shape with thermal buffering in the lower part, at  $\sim 720^\circ\text{C}$ . Based on field and geochronological evidences, the Piedras gabbroic unit is interpreted as an underplated magmatic body<sup>18</sup>, in which provided the local basal heat source for migmatization. Our barometric studies indicate that the total thickness of the continental crust was of about 25km. The absence of lower crust during the Late Triassic indicates that either it has never existed, or it was delaminated. The occurrence of a small S-type granitic body dated at  $250 \pm 6.9$  Ma indicates that a deep crustal unit existed at that time. Because we did not observe inherited ages at  $\sim 250$  Ma in the La Bocana migmatites, we suggest that an older crustal unit existed at  $\sim 250$  Ma, and was delaminated between 250 Ma and the underplatin of the magmatic Piedras unit ( $\sim 235$  Ma).



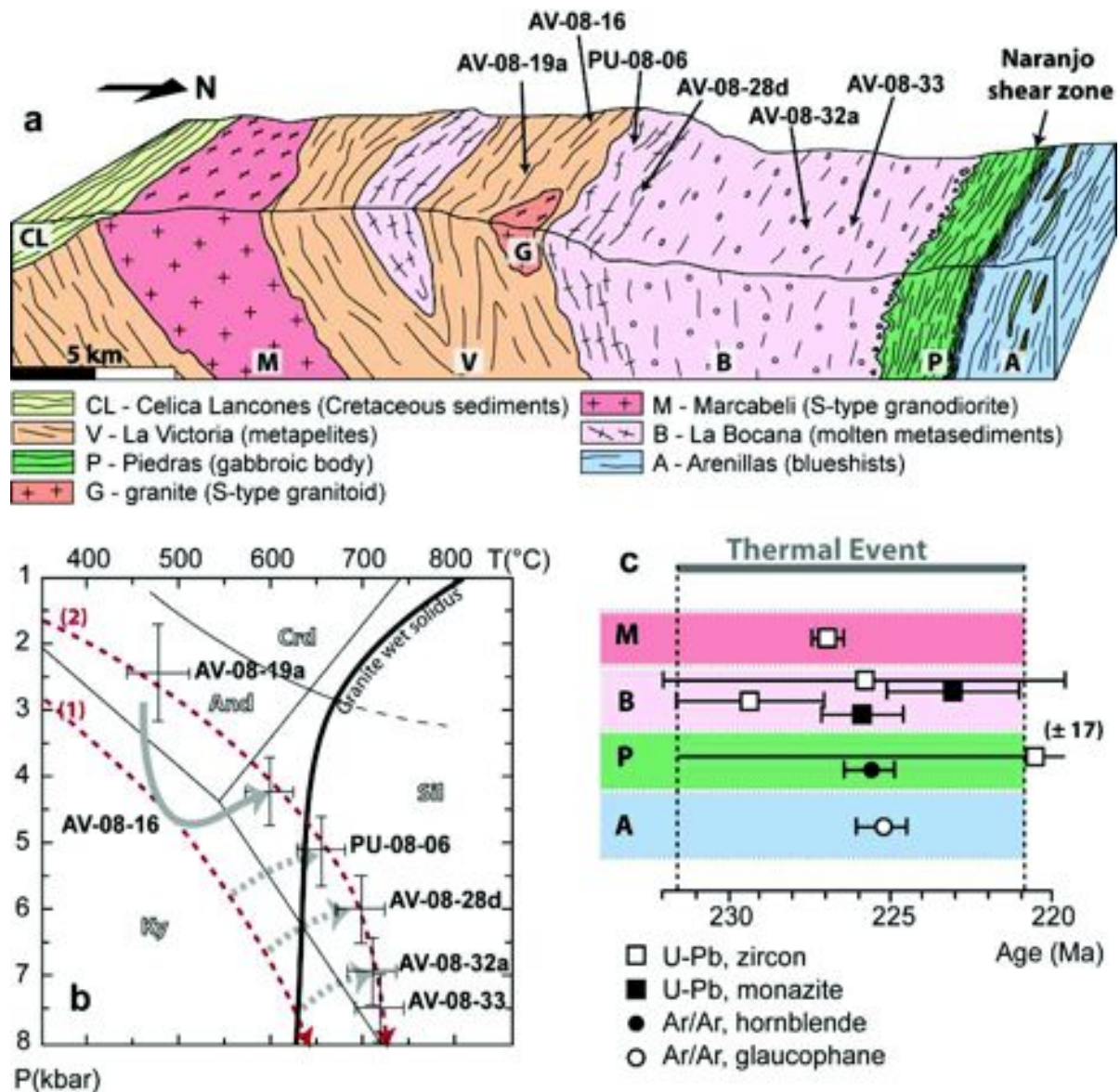


Figure 4 | Study of the El Oro metamorphic complex of Ecuador. *a*, Schematic bloc diagram located in Fig. 1 with sample location. *b*, Pressure-Temperature estimates of the El-Oro complex. Red dashed lines (1) and (2) represent the switch of thermal gradient recorded by the massif during late Triassic. Crd, cordierite; And, andalusite; Sil, sillimanite; Ky, kyanite. *c*, Comparison of geochronological ages from the different units of the El-Oro complex; Error bars are given  $\pm 1\sigma$ . Ages of La Bocana unit are from this study, see supplementary data in Table 2 for other references. Note that the Piedras U-Pb age of  $221 \pm 17$  Ma<sup>17</sup> has a lower limit constrained by Ar/Ar age on hornblende at  $226 \pm 1.8$  Ma.

The study of the El-Oro complex allows us to reconstruct the following evolution for the forearc zone of Ecuador in Triassic times. The El-Oro massif underwent a period of crustal thickening followed by crustal thinning and heating. This thermal event is marked by partial melting of the asthenosphere that produced the underplated MORB type gabbros and by crustal anatexis that produced migmatization of the sedimentary pile and S-type magmatism. The cooling age of the Arenillas blueschist unit at  $225.3 \pm 1.7$  Ma implies that subduction resumed simultaneously with the thermal anomaly (Fig. 4c) and probably contributed to the cooling of the abnormally hot mantle wedge.

### **Plate tectonic setting during Late Paleozoic to Early Mesozoic**

From Late Carboniferous to Early Jurassic times, all major continents were assembled together forming Pangea. Paleomagnetic reconstructions<sup>1,20</sup> indicate that Gondwana underwent a major change in drift direction during the upper Permian (Fig. 4b). The slowdown of the northward movement during the middle Permian was followed by a generalized counter-clockwise rotation of Gondwana, which started in the upper Permian between 270 Ma<sup>21</sup> and 260 Ma<sup>20</sup>. This period of major counter-clockwise rotation is coeval with the opening of the Neo-Tethys at  $\sim 265$  Ma<sup>1</sup> (Fig. 4a). This triggered an orthogonal shift of the drift direction of South America from northward to eastward, which lasted until  $\sim 220$  Ma (Fig. 4d). In the following we will propose that this eastward motion of Gondwana induced a landward motion of the Panthalassa trench (Fig. 4 d), triggering the crustal thinning of the south American margin and the widespread S-type magmatism.

Subduction below South America and the related Carboniferous magmatic arc time<sup>22</sup> were active until middle Permian time (Fig. 4a & 5a). Assuming a slow subduction rate of  $2\text{cm.yr}^{-1}$  the minimum length of subducted slab was 1200km, so that the Panthalassa slab most probably reached the 660 km depth discontinuity. Present-day seismic tomography images of the 660 km discontinuity show that subducting slabs have variable behaviors<sup>23,24</sup> : they are deflected, stagnating above or below this rheological boundary, or directly penetrating into the lower mantle. It is now well established that the 660 km depth discontinuity is related to a phase transition that impedes penetration of a subducting slab by increasing the viscosity of about one order of magnitude<sup>25,26</sup>. Moreover, the fact that east directed slabs are generally less inclined than west directed slabs<sup>27</sup> favors stagnation of slabs on the 660-km discontinuity. If

the Panthalassa slab was perfectly free (without anchoring force), either the trench followed the upper plate motion and the slab remained with the same dip, or, the slab was flattening in response to higher displacement rate of the upper plate. In the first scenario, no back-arc deformation occurs<sup>28</sup> and subduction related magmatism remains unchanged. In the second case, slab flattening would cause uplift of the forearc and inland migration of the arc<sup>29</sup>. However in South America, deformations occurred in the upper plate, magmatism signature changed and the magmatic front did not migrated eastward during the PTTA, thus arguing against a free slab model. Thus, we suggest that the Panthalassa slab was stagnating on the 660-km discontinuity and was submitted to a strong anchoring force opposite to the subduction direction.

### **A unifying model**

In South America, magmatism changed from I-type to S-type, and deformational regime evolved from transpressive to transtensive during the Permian (Fig. 1a). The age of this change, roughly from 275 to 260 Ma (Fig. 1a) does not exhibit significant latitudinal diachronism and corresponds to the so-called San Rafael Orogenic Phase<sup>3</sup>. Afterward, during the thermal anomaly, two peaks of magmatic activity are recognized (Fig. 1a): one centered at 250 Ma which lasted ~40 Ma and the second one between 230 to 225 Ma mainly recorded in the westernmost areas. In the El-Oro massif this second event is characterized by bimodal magmatism<sup>18</sup>, immediately followed by renewed subduction.

Through numerical modeling experiments, Yoshioka & Naganoda (2010) showed that trench advance on stagnant slab (on the 660-km discontinuity) triggers slab fall. Slab fall in the lower mantle last from 25 to 60 Ma, depending on the lower mantle viscosity and on the trench motion, which can accelerate the slab fall<sup>31</sup>. In addition, Pysklywec & Ishii (2005) showed that during slab penetration, trench advance occurs when the overriding plate is free to move.

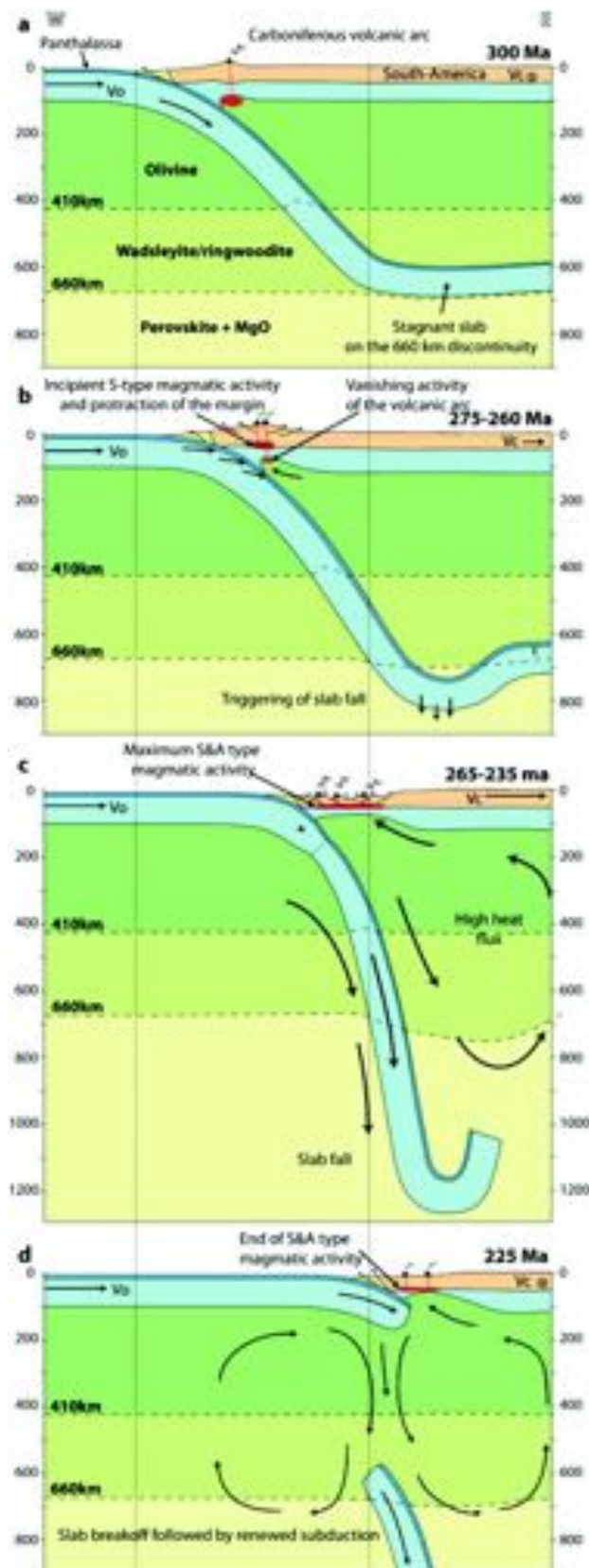


Figure 5 | Evolution model of South America from 300 to 225Ma. a, Carboniferous subduction at 300 Ma. In this model, the Panthalassa slab stagnates on the 660-km discontinuity zone. b, from 270 to 260 Ma: eastward retreat of South America provokes trench advance. This corresponds to the loading period of the slab on the 660-km discontinuity prior to the slab fall. c, from 250 to 240 Ma: slab fall, accompanied with high heat flow in the mantle wedge, producing continental crustal melting, and S-type magmatism. d, Resuming subduction at 225 Ma after slab breakoff. Note that the hot mantle wedge is still active at that time.



We propose that the change in the drift direction of Gondwana from north to east related to plate reorganization provoked a slab verticalization due to slab anchoring on, or within the 660-km discontinuity. Figure 5 shows our preferred model, where the thermal anomaly is attributed to a slab fall. Slab verticalization alone, without slab fall cannot be ruled out and would have produced a comparable S-type magmatism. However, we prefer the slab fall model as it better explains the 40 Ma duration of the first peak of magmatic activity and also the widely observed shortening period in South America prior to the PTTA (Fig. 4a). Following Mišković et al. (2009), we attribute the San Rafael Orogenic phase to a strong plate coupling and to the onset of trench advance due to the initiation of slab fall (Fig. 5b), as shown by the experiments of Pysklywec & Ishii (2005). As the slab penetrates the lower mantle, strong heat advection produced a high heat flow beneath the active margin (Fig. 5c). The mantle wedge acted as a weak zone<sup>32</sup> where lithospheric extension and upward movement of the asthenosphere were concentrated.

In Ecuador the second peak of magmatic activity (Fig. 4a) at 230-225Ma, involved the forearc zone. We showed that subduction resumed in Ecuador at 225 Ma (Fig. 4c & 5c), while bimodal magmatism due to asthenosphere<sup>18</sup> and continental crust melting was still active. This second general of period magmatic activity characterized by asthenospheric magmatism could be related to a final slab breakoff after slab fall (Fig. 5c,d). Exhumation of the Arenillas blueschist unit at 225 Ma, just after this event, is symptomatic of a transient process taking place during the perturbation in subduction zones<sup>33</sup>. After 225 Ma, the Paleo-Tethys Ocean closed, the opening rate of the Neo-Tethys Ocean decreased<sup>1</sup>, and South America resumed its northward drift (Fig. 1b). S-type magmatism vanished at 205 Ma (fig. 1a), and was progressively replaced by subduction related magmatism in early Jurassic time along the whole south American margin.

A similar transition from subduction related magmatism to S-type magmatism is observed at the same period in Antarctica and East-Australia<sup>14,15</sup>. We propose that these events observed along South-East Gondwana may be also related to the Tethyan realm reorganization and subsequent trench advance along the Panthalassa margin of Gondwana. However systematic study of this anomaly is needed to confirm this hypothesis. Whether or not our model can be extend to eastern Gondwana, does not change the fact that during Permian-Triassic time,



volcanic activity with rhyolitic tuff eruptions is recorded on the entire outward Gondwana margin. Here we show that this voluminous magmatic activity was associated to mantle dynamics perturbation, that, together with Trap eruptions, may have played a major role in the mass life extinction.

## References

Stampfli, G.M. & Borel, G.D. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth Planet. Sci. Lett.* 196, 17-33 (2002).

Pullen, A., Kapp, P., Gehrels, G.E., Vervoort, J.D., & Ding, L. Triassic continental subduction in central Tibet and Mediterranean-style closure of the Paleo-Tethys Ocean. *Geology*. 36, 351–354 (2008).

López Gamundi, O. Permian plate margin volcanism and tuffs in adjacent basins of west Gondwana: age constraints and common characteristics. *J. S. American Earth Sci.* 22, 227–238 (2006).

Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. & Sruoga, P. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*. 17, 324–328 (1989).

Martin, M. *et al.* Evolution of Late Paleozoic accretionary complex and overlying forearc-magmatic arc south-central Chile (38-41°S): constraints for the tectonic setting along the southwestern margin of Gondwana. *Tectonics*. 12, 582-605 (1999).

Aleman, A. & Ramos, V. Northern Andes. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil*. 453-480 (2000).

Jaillard, E., Lapierre, H., Ordonez, M., Alava, J.T., Amortegui, A. & Vanmelle, J. Accreted oceanic terranes in Ecuador: Southern edge of the Caribbean plate? *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.* 328, 469-485 (2009).

Aspden, J. A., Harrison, S. H. & Rundle, C.C. New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. *J. S. American Earth Sci.* 6, 77-96 (1992).

Franzese, J.R., & Spalletti, L.A. Late Triassic–Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: Tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *J. S. American Earth Sci.* 14, 257–270 (2001).

Mišković, A., Schaltegger, U., Spikings, R. A., Chew, D.M. & Košler, J. Tectono-magmatic evolution of Western Amazonia: geochemical characterisation and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids. *Geol. Soc. of America Bul.* 121, 1289-1324 (2009).

Mpodozis, C., & Kay, S.M. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin; evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geol. Soc. of America Bul.* 104, 999–1014 (1992)

Llambias E.J. & Sato A.M. El batolito de Colangiiil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* 50, 111-131 (1995).

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. & Márquez, M. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Sci. Rev.* 76, 235–257 (2006).

Veevers, J.J., Clare, A. & Wopfner, H. Neocratonic magmatic- sedimentary basins of post-Variscan Europe and post-Kanimblan eastern Australia generated by right-lateral transtension of Permo-Carboniferous Pangea. *Basin Res.* 6, 141–157 (1994a).

Millar, I. L., Pankhurst, R. J. & Fanning, C. M. Basement chronology of the Antarctic Peninsula: recurrent magmatism and anatexis in the Palaeozoic Gondwana margin. *J. Geol. Soc. Lond.* 159, 145–157. (2002).

Gabriele, P. HP Terranes exhumation in an active margin setting: geology, petrology and geochemistry of the Raspas complex in SW Ecuador. *Unpub. PhD Thesis, Lausanne Univ. Switzerland.* (2002).

Noble, S. R., Aspdén, J. A. & Jemielita, R. Northern Andean crustal evolution: new U-Pb geochronological constraints from Ecuador. *Geol. Soc. of America Bul.* 109, 789-798 (1997).

Aspden, J. A., Bonilla, W. & Duque, P. The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits. *Overseas Geology and Mineral Resources*. 67 (1995).

Kelsey, D.E., Clark, C. & Hand, M. Thermobarometric modelling of zircon and monazite growth in melt-bearing systems: examples using model metapelitic and metapsammitic granulites. *J. Metab. Geol.* 26, 199–212 (2008).

Torsvik, T.H., Müller, R.D., Van der Voo, R., Steinberger, B. & Gaina, C. Global Plate Motion Frames: Toward a unified model. *Reviews Geophysics*, 46 (2008)

Tomezzoli, R.N. The apparent polar wander path for South America during the Permian-Triassic. *Gondwana Research*. 15, 209-215 (2009).

Kleiman, L.E. & Jaspas, M.S. The Choiyoi volcanic province at 34°S–36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics*. 473, 283–299 (2009).

van der Hilst, R.D., Engdahl, E.R., Spakman, W. & Nolet, G. Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific island arcs. *Nature* 353, 37–43(1991).

Fukao, Y., Obayashi, M., Inoue, H. & Nenbai, M. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone. *J. Geophys. Res.* 97, 4809–4822 (1992).

Tackley, P.J. Mantle dynamics: influence of the transition zone. *Rev. Geophys.* 33, 275–282 (1995).

Schubert, G., Turcotte, D.L. & Olson, P. *Mantle Convection in the Earth and Planets*. (Cambridge Univ. Press, Cambridge, 2001).

Doglioni, C., Carminati, E., Cuffaro, M. & Scrocca, D. Subduction kinematics and dynamic constraints. *Earth Sci. Rev.* 83, 125–175 (2007).

Heuret, A. & Lallemand, S. Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Phys. Earth Planet. Inter.* 149, 31–51 (2005).

DeCelles, P.G. Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western USA. *American Journal of Science*. 304, 105-168 (2004).

Yoshioka, S. & Naganoda, A. Effects of trench migration on fall of stagnant slabs into the lower mantle. *Phys. Earth Planet. Int.* 183, 321-329 (2010).

Pysklywec, R.N. & Ishii, M. Time dependent subduction dynamics driven by the instability of stagnant slabs in the transition zone. *Phys. Earth Planet. Int.* 149, 115–132 (2005).

Hirth, G. & Kohlstedt, D.L. Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists. Inside the Subduction Factory, ed. J. Eiler, *Geophysical Monograph American Geophysical Union, Washington, D.C.* 138, 83-105 (2003).

Guillot, S., Hattori, K., Agard, P., Schwartz, S., & Vidal, O., Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts. Subduction zone dynamics: *Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag*. 175–204 (2009).

Chew, D.M. *et al.* U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *Geol. Soc. America Bull.* 119, 697-711. (2007).



### 10.3. Modélisation thermo-mécanique

Les modèles thermo-mécaniques produits lors de cette thèse sont préliminaires. Nos premiers tests se sont concentrés sur la stabilité du code (GALE) pour générer une subduction. Il n'existe actuellement aucun article de référence sur la modélisation numérique de subduction utilisant le code GALE. La difficulté majeure est donc dans un premier temps d'adapter le code afin de produire des subductions stables.

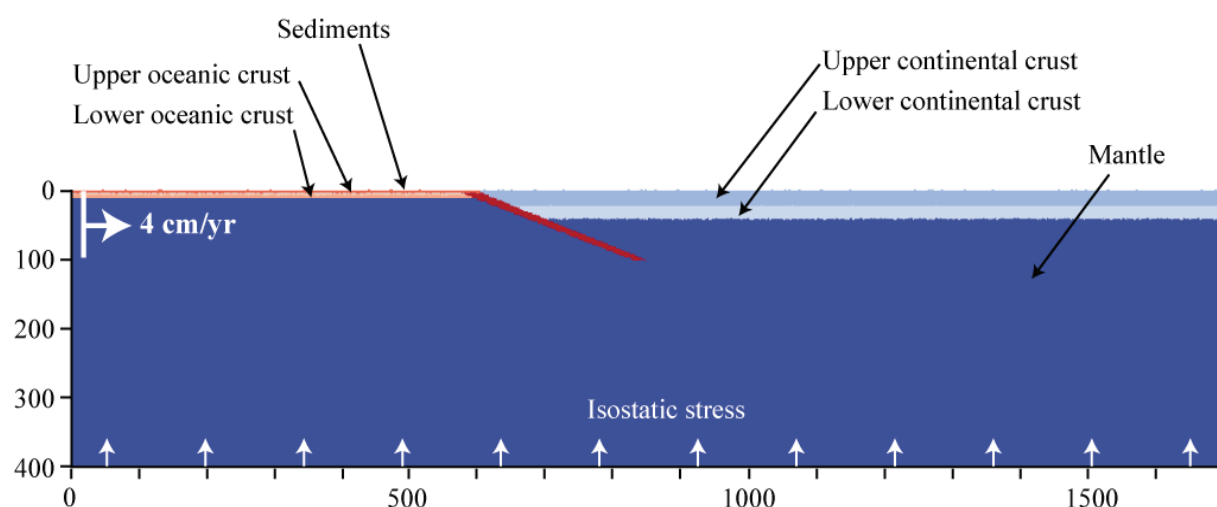


Figure 10-9 : Configuration initiale du modèle de subduction. La surface du modèle est libre et autorise la création de relief. Nous appliquons à la base un stress isostatique compensant le poids de la pile océanique. Ceci permet au matériel de sortir et d'entrée librement, mais aussi de soulever, lors des premières étapes de calcul, la croûte continentale jusqu'à qu'elle acquière son équilibre isostatique. L'ensemble de la lithosphère océanique (100 km d'épaisseur) a une vitesse de déplacement imposée à 4 cm/an sur la bordure gauche.

Le modèle de référence utilisé pour cette étape préliminaire correspond à une boîte de 400 km de haut pour 1700 km de long (Fig. 10-9). Ce modèle est fondamentalement thermomécanique et la viscosité de chaque matériel est déterminée selon des rhéologies non newtoniennes (Duretz et al., 2010) et cassante de type Drucker-Prager. Initialement, le modèle présente une zone de faiblesse oblique au niveau de l'interface entre les parties océaniques et continentales afin de diriger le départ de la subduction. De plus, afin de simuler la serpentinisation du coin mantellique nous avons fixé la viscosité du manteau  $1 \times 10^{20}$  Pa.s en dessous de 620°C. Au-delà, l'antigorite se déshydrate pour former de l'olivine (Ulmer et al.,

1995). Cette hypothèse est soutenue par Bostock et al. (2002) qui ont réalisé un profil sismique à travers la chaîne des Cascades afin d'estimer la profondeur du Moho. Leurs résultats montrent un manteau sous l'avant arc serpentinsé jusqu'à une température de  $\sim 700^{\circ}\text{C}$ .

L'objectif de cette modélisation était de montrer le rôle de l'ancrage du slab dans la zone de transition lors du retrait du continent, sur la variation du pendage du slab et par conséquent sur la création d'une anomalie thermique dans le coin mantellique (cf Fig. 5 p. 289). Les résultats préliminaires sont présentés dans les figures 10-10 et 10-11. Ces modèles ont été réalisés en l'absence de la zone de transition et par conséquent sans possibilité d'ancrage du slab (Heurey et Lallemand, 2005). Faute de temps, le modèle avec zone de transition n'a pas été encore réalisé.

Les modèles montrent au premier ordre que le modèle de subduction est stable, entre autre par le fait que la surface libre du modèle se comporte de manière satisfaisante. Dans le détail, la subduction exprime un pendage relativement faible ( $30^{\circ}$ ) durant la première phase de modélisation (Fig. 10-10), c'est-à-dire sans retrait du continent. Les principaux facteurs jouant sur le pendage de la subduction sont la force d'ancrage, la vitesse de subduction et les processus d'éclogitisation. Dans le cas de notre modèle, le faible pendage de la subduction peut être expliqué par une trop forte vitesse de subduction mais aussi par le fait que notre modèle ne prend pas en compte les effets de l'éclogitisation.

A partir de 25 Ma (Fig. 10-11), le retrait du continent est imposé à une vitesse supérieure de 2 cm/an à la vitesse d'expansion océanique. Pour cette seconde phase, nous avons changé les conditions aux limites de la bordure droite afin d'autoriser les mouvements horizontaux de la partie asthénosphérique. Dans cette configuration l'ensemble du manteau au contact des bordures en bas et à droite n'oppose pas de résistance. Les résultats après 6 Ma de retrait continental (Fig. 10-12) montrent que sans ancrage du slab, la marge conserve une géométrie stable. Ceci se traduit par un taux de déformation qui chute, mais aussi par un léger rééquilibrage des isothermes et donc une vitesse de subduction moindre. Dans ce modèle la fosse avance rapidement et une grande partie de la déformation est accommodée sur le bord du modèle, dans la lithosphère océanique. Les résultats préliminaires soutiennent l'hypothèse

que pour une longueur de slab subduite relativement faible et un slab non ancré, la zone d'orogène 'n'est pas ou peu affectée par le retrait du continent.

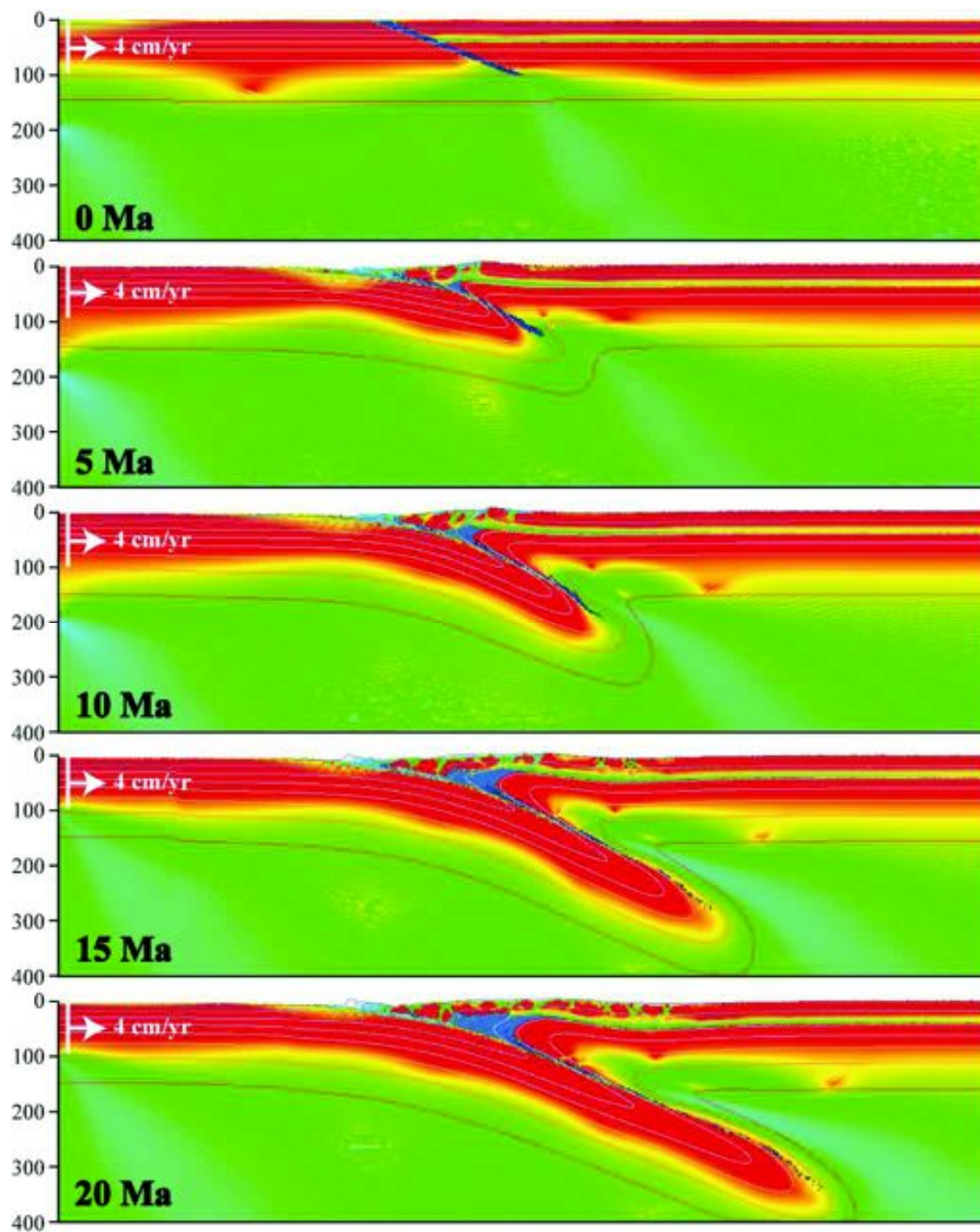


Figure 10-10 : Modèle numérique d'initiation de subduction sur 20 Ma. L'échelle de couleur représente la valeur de la viscosité entre  $1 \times 10^{19}$  et  $1 \times 10^{24}$  en rouge sur une échelle logarithmique.

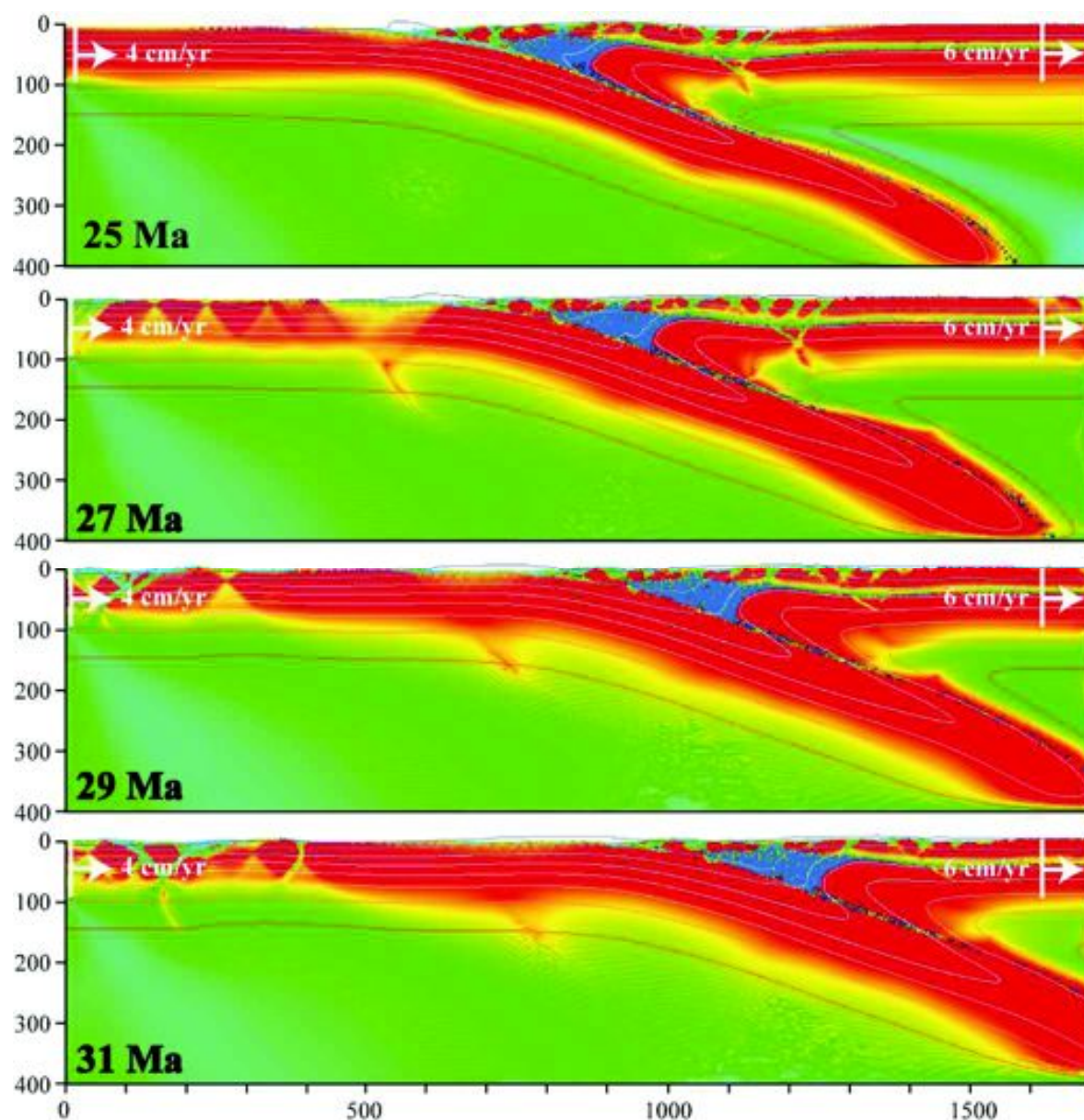


Figure 10-11 : Modèle numérique de subduction entre et 25 et 31 Ma. A partir de 25 Ma, le continent à une vitesse de retrait imposée à 6 cm/an.

D'ores et déjà, les premiers résultats indiquent que le code se comporte de manière satisfaisante. Les prochains modèles utiliseront une boîte plus grande, de 2000 km de long sur 1000 km d'épaisseur. Ces modèles prendront en compte la discontinuité rhéologique de 660

km mais aussi les processus de densification de slab en fonction de la pression (i.e. éclogitisation).



## 10.4. Conclusions

L'étude de la partie métamorphisée au Trias du massif métamorphique de El Oro a mis en évidence la seconde « paired metamorphic belt » en Amérique du sud. La partie HT-BP du massif a connu des conditions métamorphiques typiques de faciès granulitique de UHT. Nos résultats géochronologiques contraignent l'événement entre  $229 \pm 2.1$  Ma et  $224 \pm 2.3$  Ma.

L'étude de l'unité partiellement fondue de La Bocana a montré que ce système est un témoin rare et unique. En effet, l'ensemble de la pile constitue une portion de croûte continentale supérieure métasédimentaire basculée et n'ayant pas connue d'épisode de fusion partielle avant l'événement triasique. Ce point est crucial, car il signifie qu'aucun processus de déshydratation n'a altéré la fertilité des roches. Dès lors, la mise en place du pluton gabbroïque de Piedras à  $221 \pm 17$  Ma a généré une large anomalie thermique propageant le front de fusion partielle sur une épaisseur de 10 km.

Ce système est particulier puisqu'il représente un cas simple où les structures finies actuelles sont presque uniquement liées à l'épisode tectono-métamorphique triasique. De plus, les résultats de l'étude géochimique indiquent que la pile métasédimentaire a une composition homogène. L'absence de croûte inférieure est attribuée à une probable délamination de celle-ci précédant la mise en place du corps gabbroïque de Piedras. Le sous-placage de magmas basiques en base de croûte est un phénomène largement suspecté durant la période Permo-triasique en Amérique du sud (i.e. Franzese & Spalletti, 2001 ; Kleiman et al., 2009). Or, dans la plupart des cas, seuls les témoins superficiels tels que les plutons générés sont observés. Dans le cas du groupe de Tahuin, toute la série peut-être observée.

Notre étude a montré que la contribution asthénosphérique sur la composition des granitoïdes est limitée. Nous avons par ailleurs, mis en évidence que la partie inférieure de l'unité de La Bocana constitue une couche où la proportion de liquide de fusion est supérieure à 50% et où les liquides plus denses que leurs réactifs perdent leur mobilité (Brown et al., 1995; Rushmer, 2001). Lors de la phase prograde, cette couche a probablement joué le rôle d'un niveau imperméable, empêchant les liquides basiques produits en profondeur de remonter. La minéralogie observée dans l'unité de La Bocana est typique du champ granulitique (à grenat, biotite, sillimanite ; pour des conditions de 4.5 à 8 kbar et 650 à 720

°C). Nous attribuons l'absence de minéralogie anhydre de UHT (orthopyroxène alumineux + saphrinie + quartz, spinelle + quartz; orthopyroxène + sillimanite + quartz) à la grande fertilité de la croûte, saturée en eau, lors de l'événement thermique. Dans ces conditions les effets endothermiques des réactions de fusion partielle de basse température (concernant principalement biotite) ont empêché la température de l'élever et d'atteindre les conditions nécessaires à la cristallisation des paragenèse de UHT.

A  $225 \pm 1.7$  l'unité océanique de HP-BT d'Arenillas-Panupalí est sous-plaquée. Le sous-placage a pour effet immédiat de refroidir très fortement le système en deçà de 350 °C à 220 Ma pour l'unité migmatitique de La Bocana.

De plus, l'anomalie enregistrée en Equateur s'inscrit à plus grande échelle dans une période de magmatisme anormal de type S. Cette anomalie affecte une grande partie de la marge extérieure gondwanienne. Au vu de nos résultats et de la compilation des données géochronologiques, géochimiques et paléomagnétiques sur la période du Carbonifère au Jurassique, nous interprétons cette période comme la conséquence d'une avalanche mantellique sur la totalité de la marge sud américaine. Le stade ultime de l'avalanche constitue la rupture du slab. L'avalanche permet la remontée de l'asthénosphère et constitue la source des magmas gabbroïques de l'unité de Piedras. Durant cette période, nous n'avons pas de contraintes sur le déplacement de l'océan Panthalassa, cependant le court délai entre l'anomalie et le sous-placage de l'unité de HP-BT semble indiquer que la dérive de la lithosphère océanique de Panthalassa n'a pas été interrompue. Le facteur clef contrôlant l'état du système est très probablement la différence de vitesse absolue entre le retrait de l'Amérique du sud et le déplacement de Panthalassa vers l'est.

# 11. Perspectives

Si cette étude a permis de mieux contraindre l'histoire du massif métamorphique de El Oro et dans une certaine mesure l'histoire Carbonifère à Jurassique de l'Amérique du Sud, il reste de nombreux axes de recherches à poursuivre et/ou à creuser. Les axes proposés ci-dessous ont soit pour vocation de lever des zones d'ombres sur l'évolution du massif, soit de mieux comprendre les processus géologiques associés.

Il serait intéressant d'organiser de nouvelles campagnes de terrain, dans le but de mieux comprendre les relations tectoniques des contacts entre le complexe ophiolitique de Raspas et la "paired metamorphic belt" de El Oro. La bordure est du massif reste aussi faiblement contrainte et le contact entre le massif métamorphique de El Oro et l'unité tectono-métamorphique de la Cordillera Real doivent être clarifiés, afin de mieux comprendre les conditions de basculement du massif. Au nord du complexe ophiolitique de Raspas, le Groupe de Biron n'a été que rapidement étudié. Il serait utile de dresser des coupes nord-sud et de préciser les conditions métamorphiques et les interactions entre les événements triasique et crétacés (Noble et al., 1997).

Du point de vue géochimique, il est nécessaire de compléter les données déjà acquises, en portant une attention particulière aux produits et résidus de la fusion partielle. Ceci permettrait de tester le modèle de comportement proposé pour la partie inférieure de La Bocana. Une étude systématique des compositions des granitoïdes de l'ensemble plutonique est aussi envisageable. En effet, nos résultats géochronologiques ont montré que certains corps sont datés de la période permienne. Il serait donc utile de pouvoir préciser leur affinité géochimique, crustale ou liée à la subduction, pour les replacer dans le modèle d'évolution de la marge sud-américaine durant cette période.

A l'Est du massif, certaines lithologies métasédimentaires plus quartzeuses et moins riches en minéraux hydratés ont des paragenèses à spinelle + orthopyroxène. Il serait intéressant d'estimer les conditions métamorphiques afin de comparer les valeurs obtenues avec celles déjà acquises sur la coupe de La Bocana. L'écart thermique pourrait nous informer

sur l'efficacité de la fusion partielle endothermique par réaction de déshydratation de la biotite.

Notre étude a montré que les plutons triasiques sont directement issus de la fusion partielle de l'unité de La Bocana. Afin de mieux comprendre les processus de transferts de liquides, leur composition et celles des résidus, nous envisageons de modéliser les variations chimiques du système lors de l'épisode de fusion partielle à l'aide de pseudosections faisant intervenir des liquides magmatiques.

L'étude des spectres Raman sur la matière carbonée a mis en évidence la présence d'un nouveau type de spectre dans des conditions de moyenne à haute température. Cette matière carbonée de type 2 a une forme spectrale caractéristique de conditions de basses températures (Beyssac et al., 2002). D'ordinaire, la matière charbonneuse portée aux conditions thermiques de fusion partielle est entièrement graphitisée. Le processus de graphitisation organise le réseau et efface les anomalies. Il est donc probable que le nouveau type de matière carbonée observé présente un élément étranger dans sa structure. La caractérisation de cette manière carbonée est envisagée par l'utilisation de différents outils : le microscope électronique à transmission ou l'ICPMS laser in situ. De plus, nos premières analyses semblent montrer une dépendance à la température de l'aire du pic de type D2 à la température. Une application possible serait la calibration d'un nouveau thermomètre de la même façon que Beyssac et al. (2002).

Dans un système de subduction océanique, la zone d'avant-arc est constituée par de la croûte continentale située entre la fosse et l'arc volcanique. Elle comprend classiquement un prisme d'accrétion sédimentaire déformé, construit lors de la subduction, et des bassins sédimentaires reposant sur la croûte continentale, et situés entre le flanc de l'arc magmatique et le prisme d'accrétion (Dickinson & Seely, 1979). Si la géométrie des zones d'avant-arc est relativement bien contrainte, leur comportement en régime de subduction océanique (sous un continent) reste très mal connu. La "paired metamorphic belt" de El Oro est un ensemble exceptionnel où l'enregistrement géologique de la zone d'avant-arc andine peut être déchiffré sur une période supérieure à 300 Ma. Nous avons montré que durant cette période, la zone d'avant-arc d'Equateur a connu plusieurs événements tectoniques, métamorphiques et plutoniques majeurs :

- Entre le Permien ( $\approx 250$  Ma) et le Trias supérieur ( $\approx 230$  Ma), disparition de la croûte continentale d'avant-arc sur laquelle s'était déposée la pile sédimentaire paléozoïque (délamination ? Erosion tectonique ?).

- Au Trias supérieur ( $\approx$  Carnien), sous-placage d'un corps magmatique basique (unité de Piedras), qui provoque sa migmatisation et la mise en place de plutons de type S associés à un régime extension.

- Immédiatement après ( $\approx$  Norien), sous-placage tectonique d'un fragment de croûte océanique en cours de subduction (unité d'Arenillas).

- Au Crétacé inférieur ( $\approx$  Hauterivien), sous-placage tectonique d'un nouveau fragment de lithosphère océanique (complexe éclogitique de Raspas), probablement à la faveur d'un changement drastique de direction de convergence.

- Entre l'Hauterivien et l'Albien, basculement du Complexe de El Oro, probablement en régime transtensif à transpressif dextre, peut-être en relation avec l'ouverture du bassin en pull-apart de Celica-Lancones.

- Au crétacé supérieur, accréation par sous-placage de plateaux océaniques le long de l'ensemble de la marge d'Equateur.

- Finalement, exhumation de la zone d'avant arc au cours du Tertiaire.

Notre étude montre donc que, loin d'être un processus continu et régulier, la subduction océanique peut provoquer des phénomènes géologiques importants (événements thermiques, sous-placages magmatiques ou tectoniques, extension ou compression parallèles ou perpendiculaires à la fosse ...), que les zones d'avant-arc enregistrent de façon privilégiée, et qui semblent se produire préférentiellement lors de changements importants dans la cinématique des plaques (limite Jurassique-Crétacé, Crétacé supérieur, Paléogène). Ces différents processus pourraient contribuer de façon significative à la modification de la nature et composition de la croûte inférieure des marges actives, par incorporation magmatique ou tectonique de matériel mantellique. A l'inverse, il faudrait résoudre l'énigme du devenir de la



croûte continentale d'avant-arc disparue avant le Trias supérieur, pour éclaircir le rôle éventuel des zones d'avant-arc dans le recyclage du matériel crustal.

## **BIBLIOGRAPHIE**

- Anderson, D.L., 1982, Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid: *Nature*, v. 297, p. 391-393.
- Ardill, J. R., S. Flint, G. D. Chong, and H.W., 1998, Sequence stratigraphy of the Mesozoic Domeyko basin, northern Chile: *Journal of the Geological Society of London*, v. 155, p. 71-88.
- Aspden, J. A., Fortey, N., Litherland, M., Vitteri, F., and Harrison, S.M., 1992, Regional S-type granites in the Ecuadorian Andes: Possible remnants of the breakup of western Gondwana: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 6, p. 123-132.
- Aspden, J. A., Harrison, S. H., and Rundle, C.C., 1992, New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 6, p. 77-96.
- Aspden, J.A., Bonilla, W. & Duque, P., 1995, The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits: *Overseas Geology and Mineral Resources* (British Geological Survey publication), v. 67.
- Aspden, J.A., McCourt, W.J., and Brook, M., 1987, Geometrical control of subduction-related magmatism: The Mesozoic and Cenozoic plutonic history of western Colombia: *Journal of Geological Society of London*, v. 144, p. 893-905.
- Azcuy, C.L., C.R., 1987, Diastrofismo: *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, p. 239-253.
- Bahlburg, H., and Hervé, F., 1997, Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of north-western Argentina and northern Chile: *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, p. 869-884.
- Baldock, J.W., 1982, *Geology of Ecuador: explanatory bulletin of the National Geological Map of the Republic of Ecuador*. Direccion General de Geologia y Minas, Quito,.

- Le Bayon, R., de Capitani, C., and Frey, M., 2006, Modelling phase–assemblage diagrams for magnesian metapelites in the system  $K_2O$ – $FeO$ – $MgO$ – $Al_2O_3$ – $SiO_2$ – $H_2O$ : geodynamic consequences for the Monte Rosa nappe, Western Alps: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 151, no. 4, p. 395-412.
- Bernet, M., van der Beek, P., Pik, R., Huyghe, P., Mugnier, J.-L., Labrin, E., Szulc, A., 2006, Miocene to recent exhumation of the central Himalaya determined from combined detrital zircon fission-track and U/Pb analysis of Siwalik sediments, western Nepal: *Basin Research*, v. 18, p. 393-412.
- Beyssac, O., 2003, On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy: *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, v. 59, no. 10, p. 2267-2276.
- Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., and Rouzaud, J.N., 2002, Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 20, no. 9, p. 859-871.
- Bonijoly, M., Oberlin, M. & Oberlin, A., 1982, A possible mechanism for natural graphite formation: *International Journal of Coal Geology*, v. 1, p. 286-312.
- Bosch, D., Gabriele, P., Lapierre, H., Malfere, J., and Jaillard, E., 2002, Geodynamic significance of the Raspas metamorphic complex (SW Ecuador): Geochemical and isotopic constraints: *Tectonophysics*, v. 345, p. 83-102.
- Bostock, M. G., Hyndman, R. D., Rondenay, S. and Peacock, S. M., 2002, An inverted continental Moho and serpentinization of the forearc mantle, *Nature*: v. 417, p. 536-538.
- Bowring, S. A., Erwin, D. H., Jin, Y. G., Martin, M.W., Davidek, K., Wang, W., 1998, U/Pb zircon geochronology and tempo of the end-Permian mass extinction: *Science*, v. 280, p. 1039-1045.

- Brown, M., 2008, Characteristic thermal regimes of plate tectonics and their metamorphic imprint throughout Earth history : When did Earth first adopt a plate tectonics mode of behavior ? : *Society*, v. 2440, no. 05, p. 97-128.
- Brown, M., 2007, Metamorphic Conditions in Orogenic Belts: A Record of Secular Change: *International Geology Review*, v. 49, no. 3, p. 193-234.
- Brown, M., 2010, Paired metamorphic belts revisited: *Gondwana Research*, v. 18, no. 1, p. 46-59.
- Brown, M., 2010, Paired metamorphic belts revisited: *Gondwana Research*, v. 18, no. 1, p. 46-59.
- Brown, M., Averkin, Y. A., McLellan, E. L. & Sawyer, E.W., 1995, Melt segregation on migmatites: *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 15655-15679.
- Brown, M., Rushmer, T. & Sawyer, E.W., 1995, Introduction to special section: mechanisms and consequences of melt segregation from crustal protoliths: *Journal of Geophysical Research*, p. 15551– 15563.
- Brun, J.P., Faccenna, C., 2008, Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 272, no. 1-2, p. 1-7.
- Bustin, R.M., Ross, J.V., Rouzaud, J.N., 1994, Experimental evidence for the mechanisms of graphite formation from an anthracite—a STEM investigation: *Proc. Int. Symp. Coal and Org. Petrol.*, Fukuoka,.
- Bény-Bassez, C., R., 1985, *Scanning Electron Microscopy*: A.M.F. O'Hare (Ed.), SEM Inc, Chicago, p. 119.
- Calahorra, a, Sallares, V., Collot, J., Sage, F., and Ranero, C., 2008, Nonlinear variations of the physical properties along the southern Ecuador subduction channel: Results from depth-migrated seismic data: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 267, no. 3-4, p. 453-467.

- Cardona, A., Chew, D., Valencia, V.A., Bayona, G., Miskovic, A., and Ibanez-Mejia, M., 2010, Grenvillian remnants in the Northern Andes: Rodinian and Phanerozoic paleogeographic perspectives: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 92-104.
- Cawood, P., 2005, Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic: *Earth-Science Reviews*, v. 69, no. 3-4, p. 249-279.
- Chappell B.W., W.A.J.R., 1974, Two contrasting granite types: *Pacific Geology*, v. 8, p. 173-174.
- Chauvel, C., Bureau, S. and Poggi, C., 2011, Comprehensive Chemical and Isotopic Analyses of Basalt and Sediment Reference Materials: *Geostandards and Geoanalytical Research*, v. 35, p. 125-143.
- Chew, D.M., Magna, T., Kirkland, C.L., Miskovic, A., Cardona, A., Spikings, R., and Schaltegger, U., 2008, Detrital zircon fingerprint of the Proto-Andes: Evidence for a Neoproterozoic active margin?: *Precambrian Research*, v. 167, p. 186-200.
- Chew, D.M., Schaltegger, U., Košler, J., Whitehouse, M.J., Gutjahr, M., Spikings, R. a, and Miškovíc, A., 2007, U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, no. 5, p. 697.
- Chew, D.M., Schaltegger, U., Košler, J., Whitehouse, M.J., Gutjahr, M., Spikings, R. a, and Miškovíc, A., 2007, U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, no. 5, p. 697.
- Clark, C., Fitzsimons, I. C. W., Healy, D., Harley, S.L., 2011, Continental, How Does the Hot?, Crust Get Really: *Elements*, v. 7, p. 235-240.



- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., and Ramos, V., 1982, Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile: *Earth-Science Reviews*, v. 18, p. 303-332.
- Coltice, N., Phillips, B.R., Bertrand, H., Ricard, Y., and Rey, P., 2007, Global warming of the mantle at the origin of flood basalts over supercontinents: *Geology*, v. 35, no. 5, p. 391.
- Depine, G.V., Andronicos, C.L., Phipps-Morgan, J., 2008, Near-isothermal conditions in the middle and lower crust induced by melt migration: *Nature*, v. 452, p. 80–83.
- Dubacq, B., Vidal, O., De Andrade, V., 2010, Dehydration of dioctahedral aluminous phyllosilicates: thermodynamic modelling and implications for thermobarometric estimates: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 159, p. 154-174.
- Duretz, T., Gerya, T.V., and May, D.A., 2010, Tectonophysics Numerical modelling of spontaneous slab breakoff and subsequent topographic response: *Tectonophysics*. no. 502, p. 244-256.
- Escayola, M.P., Pimentel, M. & Armstrong, R., 2007, Neoproterozoic backarc basin: Sensitive high-resolution ion microprobe U–Pb and Sm–Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina: *Geology*, v. 35, p. 495-498.
- Feininger, T., 1980, Eclogite and related high-pressure regional metamorphic rocks from the Andes of Ecuador: *Journal of Petrology*, v. 21, p. 107-140.
- Feininger, T., 1978, Geologic Map of Western El Oro Province: Quito, *Politécnica Nacional*, scale 1:50000.
- Feininger, T. & Silberman, M.L., 1982, K-Ar geochronology of basement rocks on the northern flanks of the Huancabamba deflection, Ecuador: *United States Geological Survey, Open File Report*, p. 82-206.
- Feininger, T., Seguin, M.K., 1983, Simple Bouger gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador: *Journal of Geology*, v. 11, p. 40-44.

- Franzese, J., 2001, Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, no. 3, p. 257-270.
- Gabriele, P., 2002, HP Terranes exhumation in an active margin setting: geology, petrology and geochemistry of the Raspas complex in SW Ecuador: Unpub. PhD Thesis,.
- Gabriele, P., 2002, HP terranes exhumation in an active margin setting: geology, petrology and geochemistry of the Raspas Complex in SW Ecuador: Unpub. PhD Thesis, University of Lausanne,.
- Gabriele, P., Ballèvre, M., Jaillard, E., Hernandez, J., 1999, Decompression at decreasing temperatures in eclogite-facies metapelites (El Oro metamorphic complex, SW-Ecuador): a record of fast exhumation rates: 4th Internat. Symp. Andean Geodyn.-ISAG, p. 245-248.
- Gallagher, K., and Hawkesworth, K., 1992, Dehydration melting and the generation of continental flood basalts: *Nature*, v. 358, p. 57-59.
- Gansser, A., 1973, Facts and Theories on the Andes: *Journal of Geological Society of London*, v. 129, p. 93-131.
- Gerya, T.V., Yuen, D.A., Maresch, W.V., 2004, Thermomechanical modeling of slab detachment: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 226, p. 101-116.
- Goscombe, B. & Hand, M., 2000, Contrasting P-T paths in the Eastern Himalaya, Nepal: Inverted isograds in a paired metamorphic mountain belt: *Journal of Petrology*, v. 41, p. 1673-1719.
- Grasby, S.E., Sanei, H., and Beauchamp, & B., 2011, Catastrophic dispersion of coal fly ash into oceans during the latest Permian extinction: *Nature Geoscience*, v. 4, p. 104-107.

- Guillot, S., Hattori, K., Agard, P., Schwartz, S., Vidal, O., 2009, Exhumation Processes in Oceanic and Continental Subduction Contexts: A Review: *Frontiers in Earth Sciences*, p. 175-205.
- Guillot, S., Schwartz, S., Hattori, K., Auzende, A. and Lardeaux, J., 2004, The Monviso ophiolitic Massif (Western Alps), a section through a serpentinite subduction channel. In : (eds.) Beltrando, M., Lister, G., Ganne, J. and Boullier, A., *Evolution of the western Alps : insights from metamorphism, structural geology, tectonics: Journal of the Virtual Explorer*, v. 16, no. 6.
- Harris, L.B., Koyi, H.A., Fossen, H., 2002. Mechanisms for folding of high-grade rocks in extensional tectonic settings, *Earth-Science Reviews*, v. 59, p. 1-4.
- Heuret, A., Lallemand, S., 2005, Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 149, p. 31-51.
- Huw Davies, J., and von Blanckenburg, F., 1995, Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 129, no. 1-4, p. 85-102.
- Jaillard, E., 1996, Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of Southwestern Ecuador during Late Cretaceous and early Tertiary times: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, no. 1-2, p. 131-140.
- Jaillard E., J.J., 1989, Les “couches Chicama” du nord du Pérou : colmatage d’un bassin né d’une collision oblique au tithonique: *Comptes-Rendus de l’Académie des Sciences. Série 2 : Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l’Univers*, v. 308, no. 16, p. 1459-1465.
- Jaillard É., Laubacher G., Bengtson P., Dhondt A., B.L., 1999, Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc “Celica-Lancones Basin” of Southwestern Ecuador: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, p. 51-68.

- Jaillard, E., G. Hérail, T. Monfret, E. Díaz-Martínez, P. Baby, A. Lavenu, and J.F.D., 2000, Tectonic evolution of South America: Rio de Janeiro Brasil, 31st International Geological Congress, p. 481-559.
- Jaillard, E., Hérail, G., Monfret, T., Wörner, G., 2002, Andean geodynamics: Tectonophysics, v. 345, p. 1-15.
- Jaillard, E., Ordonez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jimenez, N., Montenegro, G., Zambrano, I., 1995, Basin Development In An Accretionary, Oceanic-Floored Fore-Arc Setting: Southern coastal Ecuador during Late Cretaceous–Late Eocene time: Petroleum Basins of South America, American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 62, p. 615-631.
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., and Mourier, T., 1990, Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: A Tethyan model: Journal of Geological Society of London, v. 147, p. 1009-1022.
- Jaillard, E., Lapierre, H., Ordoñez, M., Álava, J.T., Amórtégui, A., Ordon, M., Cedex, G., and Ge, M., 2009, Geological Society, London, Special Publications Accreted oceanic terranes in Ecuador : southern edge of the Caribbean Plate ?: Geological Society, London, Special Publications, v. 328, no. 1, p. 469-485.
- Jaillard, E., 1990, Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model: Journal of Geological Society of London, v. 149, p. 1009-1022.
- John, T., Scherer, E.E., Schenk, V., Herms, P., Halama, R., and Garbe-Schönberg, D., 2010, Subducted seamounts in an eclogite-facies ophiolite sequence: the Andean Raspas Complex, SW Ecuador: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 159, no. 2, p. 265-284.
- Kay, S. M., V. A. Ramos, C. Mpodozis, and P.S., 1989, Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to middle Proterozoic in North America?: Geology, v. 17, p. 324-328.

- Kelsey, D.E., Clark, C., and Hand, M., 2008, Thermobarometric modelling of zircon and monazite growth in melt-bearing systems: examples using model metapelitic and metapsammitic granulites: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 26, no. 2, p. 199-212.
- Kleiman, L.E., Japas, M.S., 2009, The Choiyoi volcanic province at 34°S-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana: *Tectonophysics*, v. 473, no. 3-4, p. 283-299.
- Lapierre, H. Bosch, D. et al., 2000, Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province: *Journal of Geophysical Research*, v. 105, p. 8403-8421.
- Litherland, M., Aspden, J.A., and Jemielita, R.A., 1994, The metamorphic belts of Ecuador: London: British Geological Survey Overseas Memoir, v. 11, p. 147.
- Llambías, E. J., and A.M.S., 1995, El batolito de Colangiiil: transición entre orogénesis y anorogénesis: *Revista Asociaci6n Geol6gica Argentina*, v. 50, p. 111-131.
- L6pez Gamundí, O., 2006, Permian plate margin volcanism and tuffs in adjacent basins of west Gondwana: Age constraints and common characteristics: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 22, p. 227-238.
- Malfere, J.L., Bosch, D., Lapierre, H., Jaillard, E., Arculus, R., Monié, P., 1999, The Raspas Metamorphic Complex (Southern Ecuador): remnant of a late Jurassic – early Cretaceous accretionary prism. Part II: geochemical and isotopic constraints: 4th Internat. Symp. Andean Geodyn.-ISAG, p. 245-248.
- Martinez, M., 1970, Geología del basamento Paleozoico en las Montañas de Amotape y posible origen del petróleo en las rocas Paleozoicas del noreste de Perú: Lima lo Congreso Latinoamericano de Geología, v. 2, p. 105-138.
- McCourt, W.J., Aspden, J.A., and Brook, M., 1984, New geological and geochronological data from the Colombian Andes—Continental growth by multiple accretion: *Journal of Geological Society of London*, v. 141, p. 831-845.



- Milord, I., 2001, Formation of Diatexite Migmatite and Granite Magma during Anatexis of Semi-pelitic Metasedimentary Rocks: an Example from St. Malo, France: *Journal of Petrology*, v. 42, no. 3, p. 487-505.
- Milord, I. & Sawyer, E., 2003, Schlieren formation in diatexite migmatite: examples from the St Malo migmatite terrane, France: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 21, p. 347-362.
- Miskovic, A., R. A. Spikings, D. M. Chew, J. Kosler, A. Ulianov, and U.S., 2009, Tectonomagmatic evolution of western Amazonia: Geochemical characterization and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids, *Geological Society of America Bulletin*, v. 121, no. 9-10, p. 1298-1324.
- Miyashiro, A., 1961, Evolution of metamorphic belts: *Journal of Petrology*, v. 2, p. 277-311.
- Moresi, L., Dufour, F., Muhlhaus, H.-B., 2003, A Lagrangian integration point finite element method for large deformation modeling of viscoelastic geomaterials: *Journal of Computational Physics*, v. 184, p. 476-497.
- Mourier, T., 1988, La transition entre Andes marginales et Andes cordilléraines à ophiolites. Evolution sédimentaire, magmatique et structurale du relais de Huancabamba: PhD Thesis, p. 275p.
- Mpodozis, C. & Kay, S.M., 1992, Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 33°S): *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 999-1014.
- Mpodozis, C.; Ramos, V.A., 1989, The Andes of Chile y Argentina: Geology of the Andes y its relation to hydrocarbon y energy resources; *Circum-Pacific Council for Energy y Hydrothermal Resources*, v. 11, p. 59-90.
- Mundil, R., Ludwig, K.R., Metcalfe, I., 2004, Age and timing of the Permian mass extinctions: U/Pb dating of closed-system zircons: *Science*, v. 305, p. 1760-1763.

- Mégard, F., 1978, Etude Géologique des Andes du Pérou Central: Travaux et Documents de L'Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-mer, v. 86, p. 310p.
- Mégard, F., 1984, The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru: *Journal of the Geological Society of London*, v. 141, p. 893-900.
- Noble, S.R., Aspden, J. A., Jemielita, R. & Litherland, M., 1994, U-Pb geochronology of the Cordillera Real and the El Oro Provinces, Ecuador. Abstracts of the Eighth International Conference on Geochronology: Abstracts of the Eighth International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, p. 234p.
- Noble, S.R., Aspden, J.A., and Jemielita, R.A., 1977, Northern Andean crustal evolution: New U-Pb geochronological constraints from Ecuador: *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, p. 789-798.
- Oxburgh, E. R. & Turcotte, D. L., 1971, Origins of paired metamorphic belts and crustal dilation in island arc regions.: *Journal of Geophysical Research*, v. 76, p. 1315-1327.
- Pamić, J., Lanphere, M., Belak, M., 1996, Hercynian I-type and S-type granitoids from the Slavonian mountains (southern Pannonian Basin, northern Croatia): *N. Jb. Mineral. Abh.* v. 171, p. 155-186.
- Pardo-Casas F., M.P., 1987, Relative motion of the Nazca (Farallón) and South America plate since late Cretaceous times: *Tectonics*, v. 6, p. 233-248.
- Parra, T., Vidal, O. and A.P., 2002, A thermodynamic model for Fe-Mg dioctahedral K white micas using data from phase-equilibrium experiments and natural pelitic assemblages: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 143, p. 706-732.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.
- Pearce, J. A., N. B. W. Harris, and A.G.T., 1984, No Title: *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.

- Perchuk, L. L., Lavrent'eva, I.V., 1983, Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet biotite: In *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions*, ed. S. K. Saxena, v. 3, p. 199-239.
- Prinz, P., 1985, *Stratigraphie und Ammonitenfauna der Pucara-Gruppe (Obertrias-Unterjura) von Nord-Peru*: *Palaeontographica A*, v. 188, no. 4-6, p. 153-197.
- Pullen, A., Kapp, P., Gehrels, G.E., Vervoort, J.D., and Ding, L., 2008, Triassic continental subduction in central Tibet and Mediterranean-style closure of the Paleo-Tethys Ocean: *Geology*, v. 36, no. 5, p. 351-354.
- Rahl, J., Anderson, K., Brandon, M., and Fassoulas, C., 2005, Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: Calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 240, no. 2, p. 339-354.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saa-vedra, J., and Galindo, C., 1998, Early evolution of the Proto-Andean margin of South America: *Geology*, v. 26, p. 707-710.
- Restrepo-Pace, P.A., Ruiz, J., Gehrels, G., and Cosca, M., 1997, Geochronology and Nd isotopic data from Grenville-age rocks in the Colombian Andes: New constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 150, p. 427-441.
- Retallack, G.J. & Alonso-Zarza, A.M., 1998, Middle Triassic paleosols and paleoclimate of Antarctica: *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, p. 169-184.
- Reynaud, C., Jaillard, E., Lapierre, H., Mamberti, M., Mascle, G.H., 1999, Oceanic plateau and island arcs of Southwestern Ecuador: Their place in the geodynamic evolution of northwestern South America: *Tectonophysics*, v. 307, p. 235-254.
- Rosas, S. Fornboté. L., M.W., 1997, Vulcanismo de tipo intraplaca en los carbonatos del Grupo Pucara (Triasico superior-Jurasico inferior Peru central) y su relacion con el

vulcanismo dei Grupo Mitu (Permico superior-Triasico ): IX Congreso Peruano de Geologia, p. 393-396.

Rosenberg, C. L. and Handy, M R., 2005, Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust, *Journal of Metamorphic Geology*, v. 23, p. 19-28.

Rottura, A., Del Moro, A., Pinarelli, L., Petrini, R., Caggianelli, A., Bargossi, G.M., Piccarreta, G., 1991, Relationships between intermediate and acidic rocks in orogenic granitoid suites: petrological, geochemical and isotopic Sr, Nd, Pb data from Capo Vaticano southern Calabria, Italy: *Chemical Geology*, v. 92, p. 153-176.

Rudnick, R.L. and Gao, S., 2003, The Composition of the Continental Crust, In *The Crust* (ed. R.L. Rudnick) Vol. 3, *Treatise on Geochemistry* (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), Elsevier-Pergamon, Oxford, p. 1-64.

Rushmer, T., 2001, Volume change during partial melting reactions: implications for melt extraction, melt geochemistry and crustal rheology: *Tectonophysics*, v. 342, p. 399-405.

Ruttner, A.W., 1993, Southern borderland of Triassic Laurasia in NE Iran: *Geologische Rundschau*, v. 82, p. 110-120.

S., M.W.F. and S., 1995, The composition of the Earth: *Chemical Geology*, v. 120, p. 223-253.

de Saint Blanquat, M., Horsman, E., Habert, G., Morgan, S., Vanderhaeghe, O., Law, R., Tikoff, B., 2011, Multiscale magmatic cyclicity, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs: *Tectonophysics*, v. 500, no. 20-33.

Satish-Kumar, M., 2005, Graphite-bearing CO<sub>2</sub>-fluid inclusions in granulites: Insights on graphite precipitation and carbon isotope evolution: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 69, p. 3841-3856.

- Sawyer, E.W., 2008, Atlas of Migmatites: The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. NRC Research Press, Ottawa, v. 38, p. 29-36.
- Sawyer, E.W., 2008, Identifying the parts of migmatites in the field: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, v. 38, p. 29-36.
- Sawyer, E.W., 2001, Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 19, p. 291-309.
- Sawyer, E.W., Cesare, B., and Brown, M., 2011, When the Continental Crust Melts: *Elements*, v. 7, no. 4, p. 229-234, doi: 10.2113/gselements.7.4.229.
- Schellart, W.P., Freeman, J., Stegman, D.R., Moresi, L., and May, D., 2007, Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width.: *Nature*, v. 446, no. 7133, p. 308-11.
- Sempere, T., Carlier, G., Fornari, M., Carlotto, V., Jacay, J., Arispe, O., 2002, Late Permian–Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics: *Tectonophysics*, v. 345, no. 1-4, p. 153-181.
- Sempere, T., 2010, Un cas cénozoïque de croissance crustale dans un arc continental : les Andes Centrales revisitées: Mémoire de HDR.
- Soler, P., 1991, Contribution à l'étude du magmatisme associé aux zones de subduction. Pétrographie, géochimie et géochimie isotopique des roches intrusives sur un transect des Andes du Pérou Central. Implications géodynamiques et métallogéniques: PhD Thesis, Paris VI University, p. 950p.
- Spear, F.S., Kohn, M.J., Cheney, J.T., Florence, F., 2002, Metamorphic, thermal, and tectonic evolution of central New England: *Journal of Petrology*, v. 43, p. 2097-2120.
- Spear, F.S., Pyle, J.M., 2002, Apatite, monazite and xenotime in metamorphic rocks: *Mineralogical Society of America*, v. 48, p. 293-335.



- Spikings, R. Winkler, W. Hughes, R. Handler, R., 2005, Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes: *Tectonophysics*, v. 399, no. 1-4, p. 195-220.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2002, A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 196, no. 1-2, p. 17-33.
- Steinmann, G., 1929, *Geologie von Peru*: Karl Winter, Heidelberg, p. 448p.
- Streckeisen, A.L., 1976, To each plutonic rock its proper name: *Earth-Science Reviews*, v. 12, p. 1-33.
- Stüwe, K., 2007, *Geodynamics of the lithosphere*: New York, Springer, p. 504p.
- Sylvester, P., 1998, Post-collisional strongly peraluminous granites: *Lithos*, v. 45, no. 1-4, p. 29-44.
- Taylor, S. R. & Gorton, M.P., 1977, Geochemical application of spark source mass spectrography—III. Element sensitivity, precision and accuracy: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 41, p. 1375-1380.
- Thiéblemont, D., Tegye, M., 1994, Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alkalins: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, v. 319, p. 87-94.
- Thompson, A. B., Connolly, J.A.D., 1995, Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings: *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 15565-15569.
- Tomezzoli, R.N., 2009, The apparent polar wander path for South America during the Permian-Triassic: *Gondwana Research*, v. 15, p. 209-215.
- Torsvik, T.H., Voo, R.V.D., 2008, Global plate motion frames: toward a unified model: *Reviews of Geophysics*, v. 46, p. 1-44.

- Ulmer, P. & Trommsdorff, V., 1995, Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism: *Science*, v. 268, p. 858-861.
- Vidal, O., DeAndrade, V., Lewin, E., Munoz, M., Parra, T. and Pascarelli, S., 2006, P-T-deformation-Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping. Application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan): *Journal of Metamorphic Geology*, v. 24, p. 669-683.
- Vidal, O., Parra T., V., 2005, Experimental data on the Tschermak solid solution in Fe-chlorites: Application to natural examples and possible role of oxidation: *American Mineralogist*, v. 90, p. 359-370.
- Vidal, O., Parra, T. and Trotet, F., 2001, A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100-600°C, 1-25 kbar P-T range: *American Journal of Science*, v. 301, p. 557-592.
- Vielzeuf, D., Clemens, J. D., Pin, C., and Moinet, C., 1990, Granites, granulites and crustal differentiation: *Granulites and crustal evolution*. Dordrecht, Kluwer, p. 59-85.
- Whittington, A.G., Hofmeister, A.M., Nabelek, P.I., 2009, Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth's crust and implications for magmatism: *Nature*, v. 458, p. 319-321.
- Wickham, S.M., 1987, Crustal anatexis and granite petrogenesis during low-pressure regional metamorphism: the Trois Seigneurs Massif, Pyrenees, France: *Journal of Petrology*, v. 28, p. 127-169.
- Wilks, K.R., Mastalerz, M., Bustin, R.M., Ross, J.V., 1993, The role of shear stress in the graphitization of high-volatile bituminous and anthracitic coals: *International Journal of Coal Geology*, v. 22, p. 247-277.
- Wilks, K.R., Mastalerz, M., Ross, J.V., Bustin, R.M., 1993, The effect of experimental deformation on the graphitization of Pennsylvanian anthracite: *International Journal of Coal Geology*, v. 24, p. 347-369.

- Willner, A. P., Thomson, S., N., Kro, A., Wartho, J., Wijbrans, J.A.N.R., Francisco, H., 2005, Pressure-Temperature Evolution of a Late Palaeozoic Paired Metamorphic Belt in North-Central Chile (34 -35 30'S): *Journal of Petrology*, v. 46, no. 9, p. 1835-1858.
- Winter, L. S., Tosdal, R. M., Mortensen, J. K., Franklin, J.M., 2010, Volcanic Stratigraphy and Geochronology of the Cretaceous Lancones Basin, Northwestern Peru: Position and Timing of Giant VMS Deposits: *Economic Geology*, v. 105, no. 4, p. 713-742.

# Annexes

AV-08-35o		38,34	38,34	38,20	41,15	38,41	38,39	38,71	38,64	39,62	38,58	38,58	38,49	38,51	38,70	39,66
SiO <sub>2</sub>		0,03	0,03	0,00	0,01	0,03	0,07	0,05	0,03	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02	0,04	0,00
TiO <sub>2</sub>		20,76	20,76	20,78	24,39	20,74	20,60	20,62	20,56	21,15	20,74	20,60	20,81	20,80	20,73	21,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		27,91	27,91	28,25	20,84	28,19	28,54	28,49	28,89	28,37	28,88	28,43	28,85	28,43	28,39	27,89
FeO		6,98	6,98	6,91	4,30	7,01	7,04	7,09	7,00	6,96	7,01	7,05	7,12	7,10	7,29	7,11
MnO		3,66	3,66	3,59	2,95	3,58	3,64	3,54	3,56	3,46	3,55	3,56	3,54	3,52	3,41	3,26
MgO		1,50	1,50	1,42	1,16	1,47	1,44	1,35	1,35	1,35	1,40	1,40	1,37	1,43	1,49	1,99
CaO		99,17	99,17	99,15	94,80	99,43	99,71	99,84	100,04	100,95	100,17	99,64	100,22	99,81	100,06	100,99
TOTAL																
12 O		6,15	6,15	6,12	6,60	6,16	6,15	6,21	6,19	6,35	6,18	6,18	6,17	6,17	6,20	6,36
Si		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ti		3,92	3,92	3,93	4,61	3,92	3,89	3,90	3,88	4,00	3,92	3,89	3,93	3,93	3,92	3,98
Al		3,74	3,74	3,79	2,79	3,78	3,83	3,82	3,87	3,80	3,87	3,81	3,87	3,81	3,81	3,74
Fe		0,95	0,95	0,94	0,58	0,95	0,96	0,96	0,95	0,95	0,95	0,96	0,97	0,96	0,99	0,96
Mn		0,87	0,87	0,86	0,70	0,86	0,87	0,85	0,85	0,83	0,85	0,85	0,85	0,84	0,82	0,78
Mg		0,26	0,26	0,24	0,20	0,25	0,25	0,23	0,23	0,23	0,24	0,24	0,24	0,25	0,26	0,34
Ca		15,89	15,89	15,88	15,49	15,92	15,95	15,96	15,99	16,16	16,01	15,94	16,02	15,97	15,99	16,16
TOTAL																
Endmembers		15,01	15,01	14,73	16,47	14,66	14,73	14,43	14,42	14,25	14,36	14,53	14,31	14,37	13,90	13,38
Py		64,29	64,29	64,99	65,26	64,72	64,87	65,19	65,56	65,48	65,49	65,05	65,36	65,01	64,87	64,18
Alm		4,42	4,42	4,19	4,64	4,32	4,20	3,94	3,94	4,00	4,06	4,09	3,99	4,19	4,37	5,88
Gro		16,28	16,28	16,09	13,63	16,30	16,20	16,44	16,08	16,28	16,10	16,33	16,34	16,44	16,87	16,56
Sp																

Tableau 1 : Profil microsonde d'un grenat de l'échantillon AV-08-35o (migmatite mésocrate à grenat de la partie inférieure de l'unité de La Bocana)



Annexes

AV-08-27b																									
SiO <sub>2</sub>	37,97	38,02	38,02	38,02	37,98	37,99	38,01	37,95	37,98	37,91	38,05	38,16	37,94	38,14	37,92	35,40	37,90	38,18	37,75	37,78	37,78				
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,02	0,02	0,04	0,07	0,00	0,04	0,04	0,05	0,02	0,04	0,03	0,02	0,12	0,11	0,04				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,71	20,86	20,94	20,89	20,76	20,96	20,87	20,79	20,92	20,96	20,78	20,76	20,95	20,85	20,76	20,22	20,77	20,94	20,73	20,64	20,68				
FeO	32,41	32,78	32,73	32,26	32,54	32,36	32,36	32,09	32,47	32,27	32,24	32,34	32,23	32,31	32,30	31,11	32,56	32,17	32,35	32,20	32,56				
MnO	2,30	2,25	2,13	2,07	2,04	2,00	2,05	1,99	2,07	1,97	2,02	1,86	2,01	1,99	1,99	1,62	2,14	2,07	2,06	2,11	2,21				
MgO	4,30	4,51	4,62	4,60	4,73	4,76	4,85	4,89	4,82	4,94	4,89	4,91	4,92	4,88	4,85	5,21	4,85	4,54	4,54	4,58	4,51				
CaO	1,32	1,28	1,30	1,23	1,27	1,33	1,30	1,24	1,31	1,35	1,35	1,32	1,37	1,31	1,33	1,20	1,28	1,41	1,42	1,39	1,34				
TOTAL	99,01	99,72	99,74	99,10	99,34	99,40	99,47	98,98	99,62	99,46	99,33	99,40	99,46	99,54	99,17	94,81	99,52	99,33	98,96	98,81	99,12				
12 O																									
Si	6,09	6,09	6,09	6,09	6,09	6,09	6,09	6,08	6,09	6,08	6,10	6,12	6,08	6,11	6,08	5,67	6,08	6,12	6,05	6,06	6,06				
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00				
Al	3,91	3,94	3,96	3,95	3,92	3,96	3,94	3,93	3,95	3,96	3,92	3,92	3,96	3,94	3,92	3,82	3,92	3,96	3,92	3,90	3,91				
Fe	4,34	4,39	4,39	4,32	4,36	4,34	4,34	4,30	4,35	4,33	4,32	4,33	4,32	4,33	4,33	4,17	4,36	4,31	4,34	4,32	4,36				
Mn	0,31	0,31	0,29	0,28	0,28	0,27	0,28	0,27	0,28	0,27	0,27	0,25	0,27	0,27	0,27	0,22	0,29	0,28	0,28	0,29	0,30				
Mg	1,03	1,08	1,10	1,10	1,13	1,14	1,16	1,17	1,15	1,18	1,17	1,17	1,18	1,17	1,16	1,25	1,16	1,08	1,08	1,09	1,08				
Ca	0,23	0,22	0,22	0,21	0,22	0,23	0,22	0,21	0,23	0,23	0,23	0,23	0,24	0,22	0,23	0,21	0,22	0,24	0,24	0,24	0,23				
TOTAL	15,91	16,04	16,05	15,96	16,00	16,02	16,04	15,97	16,06	16,05	16,02	16,03	16,05	16,05	15,99	15,34	16,03	16,00	15,92	15,90	15,94				
Endmembers																									
Py	17,38	17,99	18,40	18,58	18,89	19,05	19,33	19,64	19,16	19,66	19,49	19,61	19,58	19,48	19,34	21,31	19,20	18,32	18,25	18,44	18,05				
Alm	73,50	73,24	73,07	73,09	72,86	72,60	72,30	72,23	72,41	72,04	72,06	72,39	71,95	72,26	72,32	71,39	72,35	72,85	72,95	72,70	73,09				
Gro	3,84	3,67	3,70	3,57	3,64	3,81	3,73	3,58	3,75	3,85	3,87	3,78	3,92	3,75	3,83	3,53	3,63	4,08	4,10	4,02	3,85				
Sp	5,29	5,10	4,82	4,76	4,62	4,54	4,64	4,54	4,68	4,44	4,58	4,22	4,55	4,52	4,51	3,76	4,81	4,74	4,71	4,83	5,01				

Tableau 2 : Profil microsonde d'un grenat de l'échantillon AV-08-27b (migmatite mésocrate à grenat de la partie inférieure de l'unité de La Bocana)

Annexes

AV-08-26a																									
SiO <sub>2</sub>	36,71	36,91	36,54	36,46	36,36	36,43	37,13	36,30	35,61	36,82	37,58	36,48	36,42	36,31	36,34	36,49	36,11	36,13	36,64	36,21					
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,03	0,06	0,10	0,07	0,09	0,00	0,08	0,11	0,06	0,04	0,09	0,08	0,03	0,05	0,06	0,06	0,05	0,03	0,06					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,35	20,11	20,04	20,15	20,14	19,71	20,05	19,96	17,70	20,33	20,23	20,04	20,19	19,92	20,07	20,16	20,16	20,19	20,10	20,34					
FeO	26,85	26,68	26,82	26,48	26,87	26,44	26,07	26,65	26,40	27,14	26,72	27,04	26,61	26,96	27,30	27,08	26,96	27,31	27,46	27,32					
MnO	14,63	14,47	14,27	14,07	14,40	14,32	14,61	14,48	14,31	14,25	14,85	14,12	14,14	14,39	14,24	14,26	14,21	14,07	14,06	14,14					
MgO	1,14	1,20	1,17	1,22	1,22	1,22	1,24	1,26	1,05	1,20	1,14	1,22	1,12	1,16	1,25	1,18	1,16	1,17	1,27	1,18					
CaO	0,60	0,64	0,69	0,74	0,80	0,75	0,69	0,74	1,08	0,72	0,71	0,76	0,76	0,68	0,70	0,59	0,66	0,68	0,62	0,65					
TOTAL	100,33	100,04	99,59	99,22	99,86	98,96	99,78	99,48	96,26	100,52	101,27	99,75	99,32	99,45	99,96	99,80	99,32	99,60	100,18	99,90					
12 O																									
Si	5,88	5,92	5,86	5,84	5,83	5,84	5,95	5,82	5,71	5,90	6,02	5,85	5,84	5,82	5,83	5,85	5,79	5,79	5,87	5,80					
Ti	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01					
Al	3,84	3,80	3,79	3,81	3,81	3,72	3,79	3,77	3,34	3,84	3,82	3,79	3,81	3,76	3,79	3,81	3,81	3,81	3,80	3,84					
Fe	3,60	3,58	3,59	3,55	3,60	3,54	3,49	3,57	3,54	3,64	3,58	3,62	3,57	3,61	3,66	3,63	3,61	3,66	3,68	3,66					
Mn	1,99	1,96	1,94	1,91	1,96	1,94	1,98	1,97	1,94	1,93	2,02	1,92	1,92	1,95	1,93	1,94	1,93	1,91	1,91	1,92					
Mg	0,27	0,29	0,28	0,29	0,29	0,29	0,30	0,30	0,25	0,29	0,27	0,29	0,27	0,28	0,30	0,28	0,28	0,28	0,30	0,28					
Ca	0,10	0,11	0,12	0,13	0,14	0,13	0,12	0,13	0,19	0,12	0,12	0,13	0,13	0,12	0,12	0,10	0,11	0,12	0,11	0,11					
TOTAL	15,70	15,66	15,58	15,54	15,63	15,48	15,63	15,57	14,98	15,73	15,84	15,61	15,55	15,55	15,64	15,61	15,54	15,58	15,67	15,63					
Endmembers																									
Py	4,58	4,85	4,71	4,95	4,87	4,93	5,01	5,04	4,24	4,81	4,54	4,88	4,54	4,64	4,95	4,73	4,66	4,68	5,06	4,71					
Alm	60,37	60,23	60,61	60,38	60,17	59,99	59,33	59,88	59,79	60,79	59,77	60,79	60,62	60,62	60,88	61,03	60,90	61,34	61,35	61,31					
Gro	1,73	1,84	2,00	2,16	2,29	2,17	2,00	2,14	3,15	2,07	2,03	2,18	2,22	1,96	2,00	1,69	1,92	1,96	1,79	1,86					
Sp	33,32	33,08	32,67	32,51	32,67	32,91	33,66	32,94	32,82	32,33	33,65	32,15	32,61	32,78	32,16	32,55	32,52	32,01	31,81	32,13					

Tableau 3 : Profil microsonde d'un grenat de l'échantillon AV-08-26a (pegmatite tardive de la partie supérieure de l'unité de La Bocana)

VI-08-07Ho																									
SiO <sub>2</sub>	38,81	38,51	38,68	38,68	38,64	38,77	38,75	38,85	38,53	39,01	38,19	38,43	38,90	37,49	38,30										
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,04	0,00	0,04	0,00	0,08	0,02	0,03	0,00	0,08	0,05	0,02	0,04	0,00	0,05										
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,92	20,13	20,04	19,99	20,01	19,86	19,70	20,14	19,88	16,34	13,20	20,01	20,00	19,89	20,14										
FeO	31,66	32,50	33,31	33,41	34,00	33,13	31,86	31,36	30,55	28,40	27,66	30,70	30,69	31,02	30,46										
MnO	4,42	3,09	2,49	2,34	2,38	2,67	3,46	4,71	5,33	5,07	4,95	5,52	5,64	5,10	6,28										
MgO	3,09	3,55	3,51	3,64	3,53	3,44	3,30	2,93	2,80	2,50	1,84	2,41	2,72	2,93	2,37										
CaO	0,87	0,86	0,90	0,89	0,90	0,87	0,86	0,93	0,89	1,21	1,19	0,94	0,95	0,90	0,93										
TOTAL	98,80	98,69	98,94	98,99	99,47	98,81	97,95	98,95	97,98	92,61	87,90	97,76	98,46	98,78	98,53										
12 O																									
Si	6,22	6,17	6,20	6,20	6,19	6,21	6,21	6,23	6,18	6,25	6,12	6,16	6,24	6,01	6,14										
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01										
Al	3,76	3,80	3,79	3,78	3,78	3,75	3,72	3,81	3,76	3,09	2,49	3,78	3,76	3,74	3,80										
Fe	4,24	4,36	4,46	4,48	4,56	4,44	4,27	4,20	4,09	3,81	3,71	4,11	4,11	4,16	4,08										
Mn	0,60	0,42	0,34	0,32	0,32	0,36	0,47	0,64	0,72	0,69	0,67	0,75	0,77	0,69	0,85										
Mg	0,74	0,85	0,84	0,87	0,84	0,82	0,79	0,70	0,67	0,60	0,44	0,57	0,65	0,70	0,57										
Ca	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,15	0,21	0,20	0,16	0,16	0,15	0,16										
TOTAL	15,72	15,75	15,78	15,80	15,85	15,75	15,61	15,74	15,57	14,65	13,78	15,50	15,63	15,70	15,61										
Endmembers																									
Py	12,90	14,71	14,47	14,96	14,37	14,22	13,91	12,28	11,86	11,25	8,78	10,27	11,41	12,28	10,02										
Alm	74,02	75,46	77,02	76,97	77,52	76,91	75,20	73,72	72,62	71,84	73,79	73,48	72,25	72,87	72,11										
Gro	2,61	2,56	2,68	2,62	2,62	2,60	2,61	2,79	2,70	3,93	4,07	2,88	2,88	2,71	2,81										
Sp	10,47	7,27	5,83	5,45	5,49	6,27	8,28	11,21	12,82	12,97	13,37	13,37	13,46	12,14	15,06										

Tableau 4 : Profil microsonde d'un grenat de l'échantillon VI-08-07ho ((migmatite mélanocrate à grenat de zone transitionnelle entre la partie inférieure et supérieure de l'unité de La Bocana)

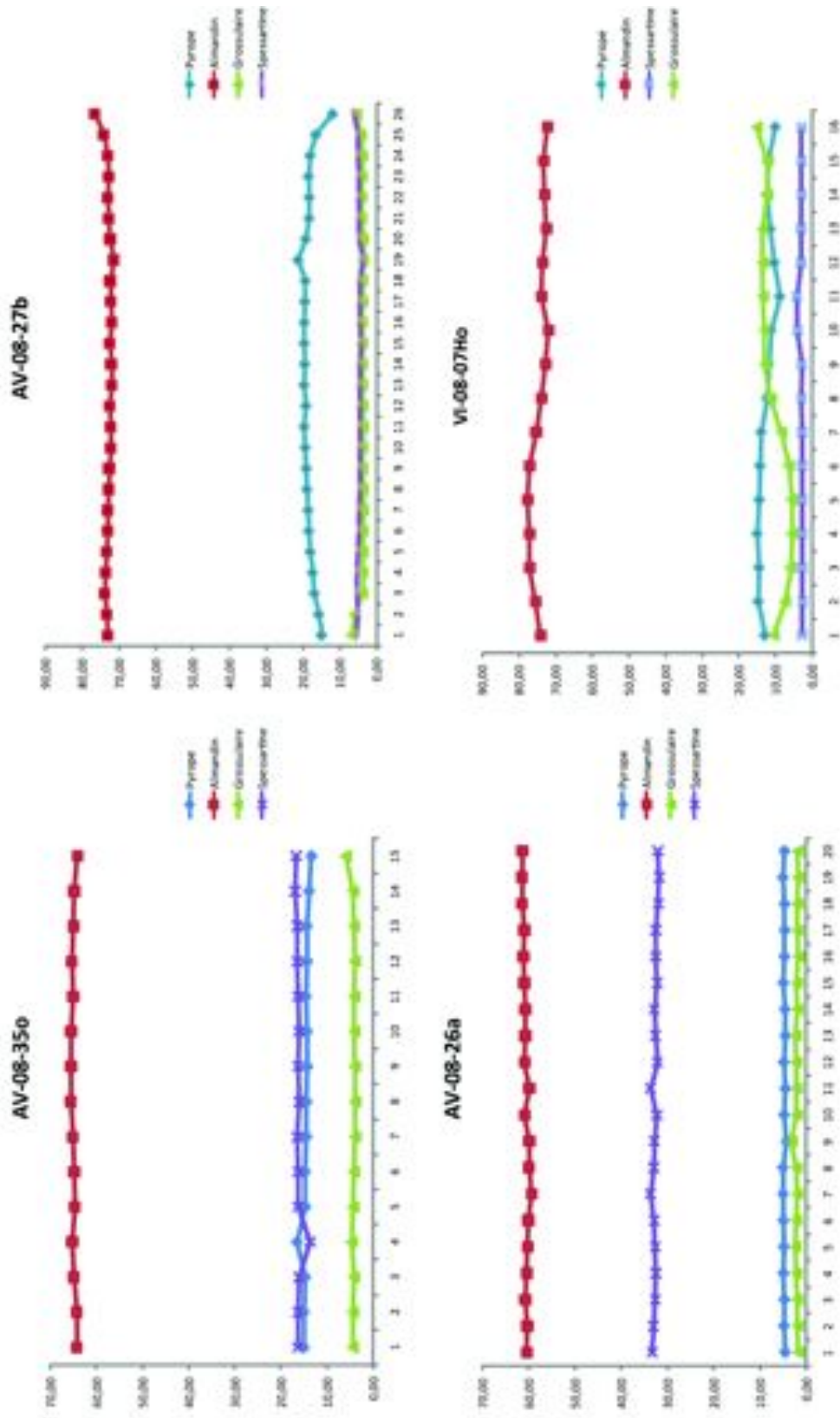


Figure 1 : Profils des pôles purs du grenat pour les échantillons AV-08-35a, AV-08-27b, AV-08-26a, VI-08-07Ho. Les données microsondes associées sont présentées dans les Tableaux I à 4.

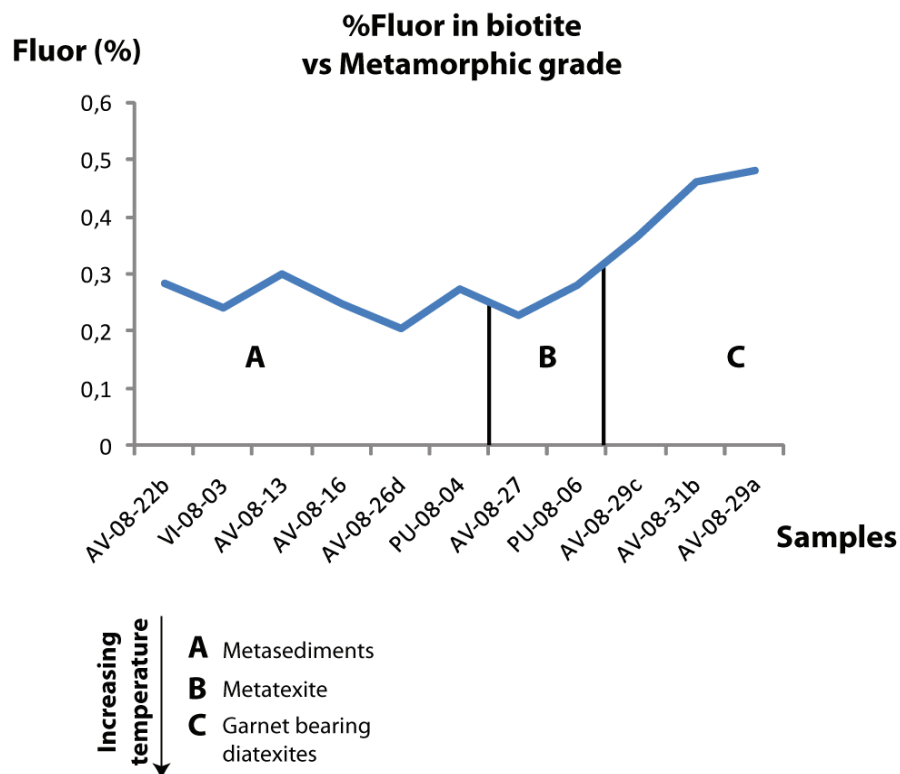


Figure 2 : Pourcentage de fluor dans la biotite versus grade métamorphique. Les valeurs représentatives sont présentées à droite.

Notez que, ce soit pour les métasédiments ou pour les migmatites métatexitiques, la quantité de fluor reste plus ou moins au constante entre 0.2 et 0.3% en poids d'oxyde. Contrairement pour les migmatites diatexitiques à grenat, la valeur de fluor augmente pour atteindre 0.5% en poids d'oxyde. Cette augmentation indique probablement la réaction de fusion partielle par déshydratation de la biotite. Les biotites restants sont "chargées" en fluor.

<b>AV-08-22b</b>	0,2851
<b>VI-08-03</b>	0,2412
<b>AV-08-13</b>	0,3007
<b>AV-08-16</b>	0,2477
<b>AV-08-26d</b>	0,2055
<b>PU-08-04</b>	0,2736
<b>AV-08-27</b>	0,2287
<b>PU-08-06</b>	0,2804
<b>AV-08-29c</b>	0,3664
<b>AV-08-31b</b>	0,4624
<b>AV-08-29a</b>	0,4818



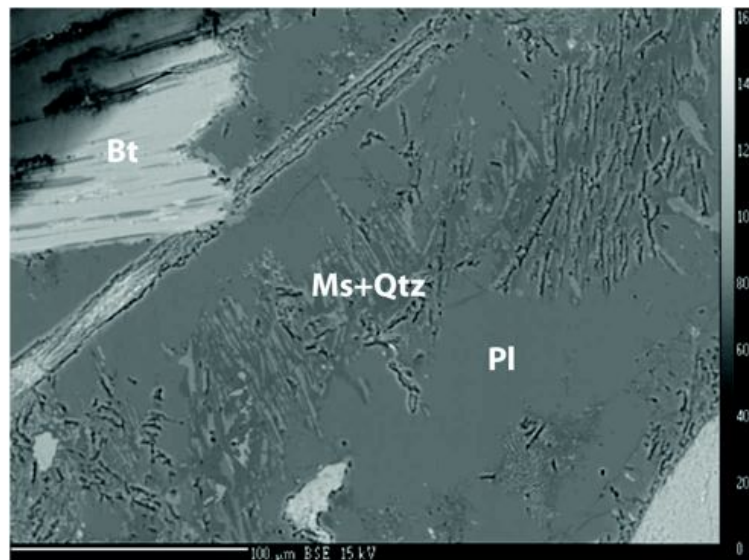


Figure 3 : Image BSE de la saussuritisation d'un plagioclase de l'échantillon diatexitique mésocrate à grenat AV-08-32a. En haut à gauche on distingue un fragment de biotite. La saussuritisation est visible sur la diagonale depuis le bas à gauche jusqu'en haut à droite et présente la croissance en "symplectites" de muscovite et de quartz ?

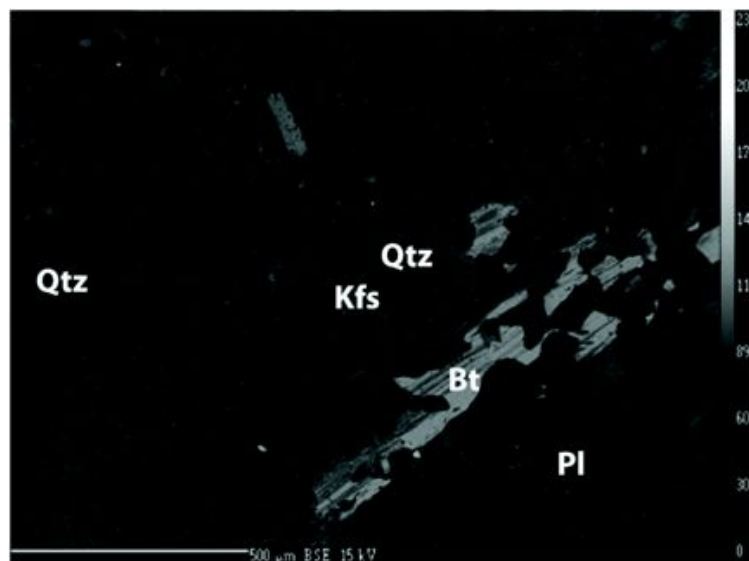


Figure 4 : Image BSE de granophyres au sein d'un feldspath l'échantillon diatexitique mésocrate à grenat AV-08-28c. Les granophyres (structures lobées en foncé) sont les témoins d'interactions avec un liquide de fusion.

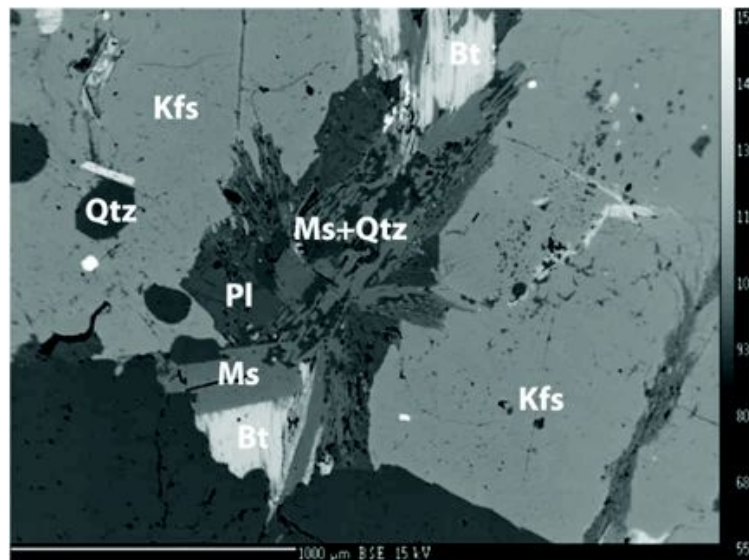


Figure 5 : Image BSE de la déstabilisation tardi-migmatisation d'un feldspath potassique de l'échantillon métatexitique PU-08-06. Le feldspath potassique (gris clair) se déstabilise en un mélange de muscovite de plagioclase et de quartz.

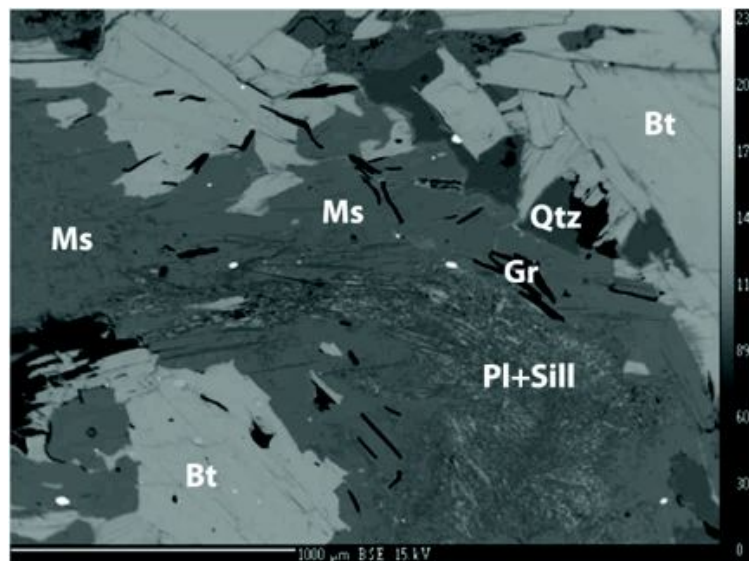


Figure 6 : Image BSE d'une muscovite de l'échantillon métatexitique PU-08-06. Le cœur de la muscovite contient un mélange de sillimanite et plagioclase probablement péritectique lors de la fusion partielle par déshydratation de la muscovite.

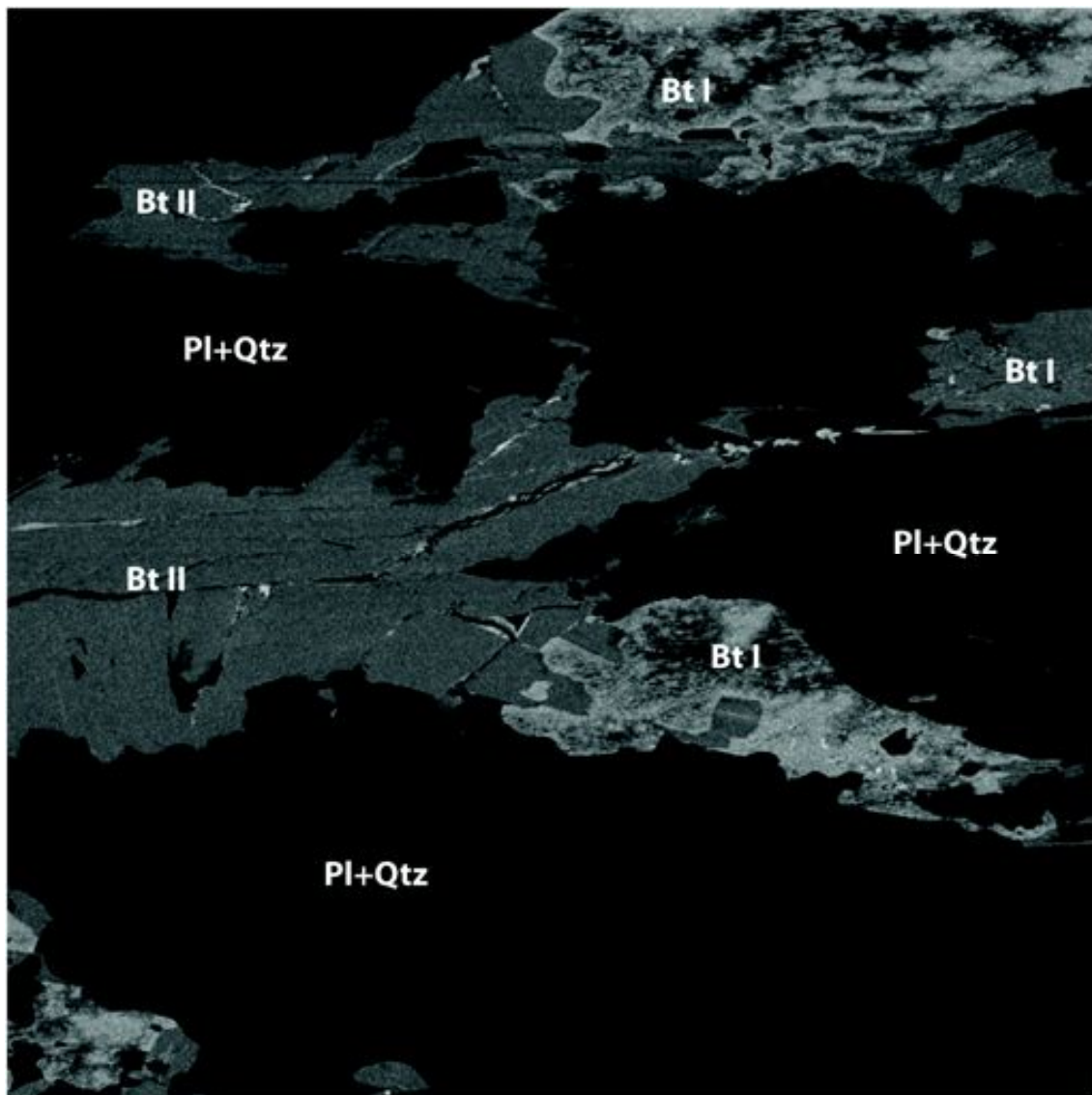


Figure 7 : Image BSE de la cartographie en pic d'intensité en titane dans la biotite de l'échantillon diatexitique mésocrate à grenat AV-08-32a. Le fond noir est constitué de plagioclase et quartz principalement. Les biotites en gris sombre et gris clair montrent respectivement les biotites pauvres en titane et celles riches en titane. On distingue clairement deux générations de biotites. La première génération (gris clair) présente des contours très arrondis et montre d'importante variation en titane. La seconde génération (gris sombre) a quant à elle des bordures un peu moins arrondies et montre une forte homogénéisation de la teneur en titane. Notez que la première génération était probablement en équilibre avec le liquide de fusion (donc enrichie en titane) alors qu'à la seconde est probablement cristallisée depuis celui-ci.

Sample	AV-08-19a	AV-08-26a	VI-08-03	PU-08-07	AV-08-12	AV-08-16	AV-08-07
SiO <sub>2</sub>	36,12	36,95	37,97	35,96	36,14	36,30	36,36
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,04	0,44	0,70	0,54	0,68	0,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,80	36,32	33,33	32,71	33,25	32,87	33,76
FeO	7,65	7,55	8,98	6,67	6,45	6,92	7,68
MnO	0,03	0,03	0,17	0,00	0,07	0,09	0,00
MgO	4,96	4,85	4,05	5,23	5,59	5,78	4,98
CaO	0,69	0,40	0,27	0,58	0,62	0,50	0,38
Na <sub>2</sub> O	1,57	1,79	1,81	1,83	1,85	1,59	1,72
K <sub>2</sub> O	0,01	0,03	0,06	0,09	0,11	0,12	0,15
TOTAL	86,86	87,96	87,08	83,77	84,62	84,85	85,71
Numbers of ions on the basis of 11 O							
Si	5,95	6,15	5,95	5,84	5,95	5,88	5,98
Ti	0,00	0,05	0,09	0,08	0,07	0,09	0,12
Al	6,89	6,31	6,50	6,40	6,44	6,48	6,30
Fe(ii)	1,02	1,23	0,84	0,90	0,93	1,00	0,95
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,27	1,01	1,34	1,33	1,39	1,28	1,24
Na	0,58	0,63	0,58	0,57	0,53	0,55	0,54
K	0,01	0,01	0,03	0,05	0,02	0,03	0,03
Ca	0,09	0,05	0,11	0,13	0,09	0,08	0,07
Ca(Liddicoatite)	0,09	0,05	0,11	0,13	0,09	0,08	0,07
Fe(To)(Buergerite)	1,02	1,23	0,84	0,90	0,93	1,00	0,95
Mg(Dravite)	1,27	1,01	1,34	1,33	1,39	1,28	1,24
Ca(Liddicoatite)%	3,95	2,18	4,96	5,66	3,70	3,33	2,98
Fe(To)(Buergerite)%	42,75	53,83	36,56	38,07	38,55	42,31	42,11
Mg(Dravite)%	53,30	43,98	58,48	56,27	57,75	54,37	54,90
Mg/(Mg+Fe)	0,55	0,45	0,62	0,60	0,60	0,56	0,57

Tableau 5 : Composition représentative des tourmalines du groupe de Tahuin (unité de La Victoria).

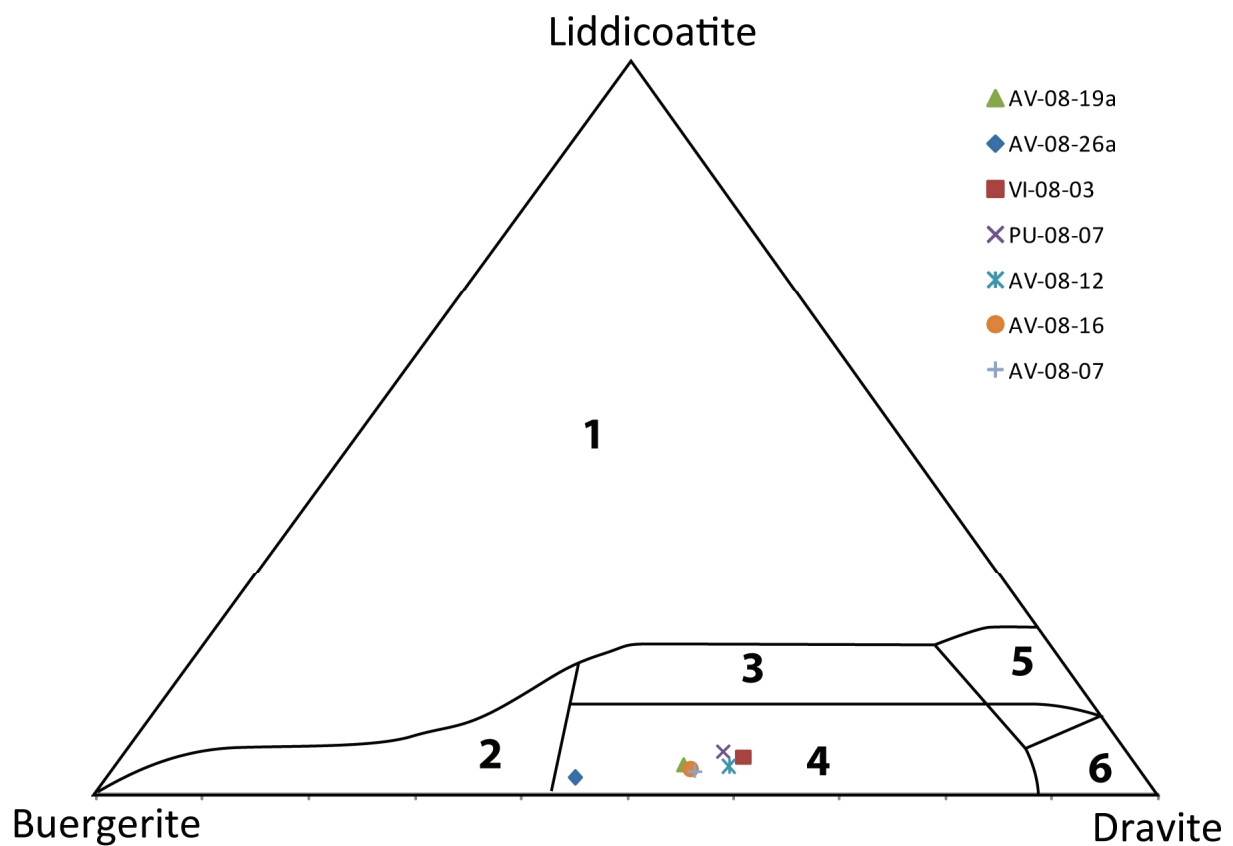


Figure 8 : Representation of tourmaline compositions in Henry and Guidotti's (1985) Ca-Fetot-Mg diagram (molecular proportions). Fields: (1) Li-rich granitoid pegmatites and aplites; (2) Li-poor granitoids and their associated pegmatites and aplites; (3) Ca-rich metapelites, metapsammites, and calcsilicate rocks; (4) Ca-poor metapelites, metapsammites, and quartz-tourmaline rocks; (5) metacarbonates, and (6) metaultramafics.



Biotite	AV-08-26a	AV-08-26a	VI-08-03	VI-08-03	PU-08-07	PU-08-07	PU-08-07	AV-08-12	AV-08-12	AV-08-16	AV-08-16	AV-08-07	AV-08-07
Si	5,47	5,51	5,56	5,57	5,66	5,66	5,56	5,47	5,5	5,45	5,56	5,49	5,54
Al tet	2,53	2,49	2,44	2,43	2,34	2,34	2,44	2,53	2,5	2,55	2,44	2,51	2,46
Al octa	1,12	1,1	1,06	1,08	0,83	0,83	0,76	0,74	0,76	1,1	0,97	1,09	0,94
Fe 2+	3,28	3,25	2,52	2,53	2,66	2,66	2,76	2,93	2,89	2,81	2,9	2,71	2,76
Fe 3+	-0,33	-0,33	-0,25	-0,25	-0,27	-0,27	-0,28	-0,29	-0,29	-0,28	-0,29	-0,27	-0,28
Mg	1,36	1,38	1,84	1,81	1,87	1,87	1,88	1,87	1,79	1,56	1,59	1,76	1,78
Ti	0,2	0,2	0,28	0,29	0,39	0,39	0,4	0,37	0,39	0,32	0,31	0,24	0,27
Mn	0,09	0,1	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,03	0,03	0,02	0,03
K	1,9	1,89	1,94	1,88	1,87	1,87	1,96	1,93	2,05	2	2,07	2,12	2,18
Na	0,03	0,02	0,1	0,1	0,05	0,05	0,05	0,02	0,01	0,04	0,06	0,02	0,05
Total	15,65	15,61	15,55	15,5	15,45	15,45	15,59	15,63	15,66	15,58	15,64	15,69	15,73
Tourmaline	AV-08-26a	AV-08-26a	VI-08-03	VI-08-03	PU-08-07	PU-08-07	PU-08-07	AV-08-12	AV-08-12	AV-08-16	AV-08-16	AV-08-07	AV-08-07
Si	6,22	6,17	5,95	6,04	5,84	5,84	5,78	5,95	5,92	5,88	5,93	5,98	5,97
Ti	0,05	0,05	0,09	0,10	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,09	0,08	0,12	0,12
Al	6,30	6,35	6,50	6,51	6,40	6,40	6,47	6,44	6,32	6,48	6,49	6,30	6,13
Fe(ii)	1,24	1,23	0,84	0,89	0,90	0,90	0,87	0,93	0,94	1,00	1,05	0,95	0,93
Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Mg	1,02	0,98	1,34	1,36	1,33	1,33	1,29	1,39	1,41	1,28	1,21	1,24	1,32
Na	0,58	0,57	0,58	0,55	0,57	0,57	0,54	0,53	0,50	0,55	0,55	0,54	0,55
K	0,01	0,00	0,03	0,02	0,05	0,05	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
Ca	0,04	0,04	0,11	0,12	0,13	0,13	0,13	0,09	0,09	0,08	0,07	0,07	0,07
Mg/Fe tour	0,83	0,79	1,60	1,52	1,48	1,48	1,48	1,50	1,49	1,29	1,16	1,30	1,43
Mg/Fe Biot	0,41	0,42	0,73	0,72	0,70	0,70	0,68	0,64	0,62	0,56	0,55	0,65	0,64
Kd(Mg/Fe tour)/(Mg/Fe biot)	2,00	1,87	2,19	2,13	2,10	2,10	2,18	2,35	2,40	2,31	2,11	2,01	2,22
T°C	595,03	579,06	617,74	610,38	607,54	607,54	616,37	635,45	641,74	631,84	608,07	596,27	620,79

Tableau 6 : Thermométrie Tourmaline/Biotite (Colopietro & Fielberg 1987) appliquée à divers échantillons de l'unité métapélitique de La

Victoria. Comme le montre le diagramme ternaire de classification des tourmalines de la figure 8, les compositions chimiques des tourmalines sont proches. Les températures estimées sont donc relativement peu dispersées et se situent entre 580 et 640 °C. L'étude thermo-barométrique du chapitre 5 indique que la thermométrie tourmaline/biotite donne une température minimale atteinte par l'échantillon.

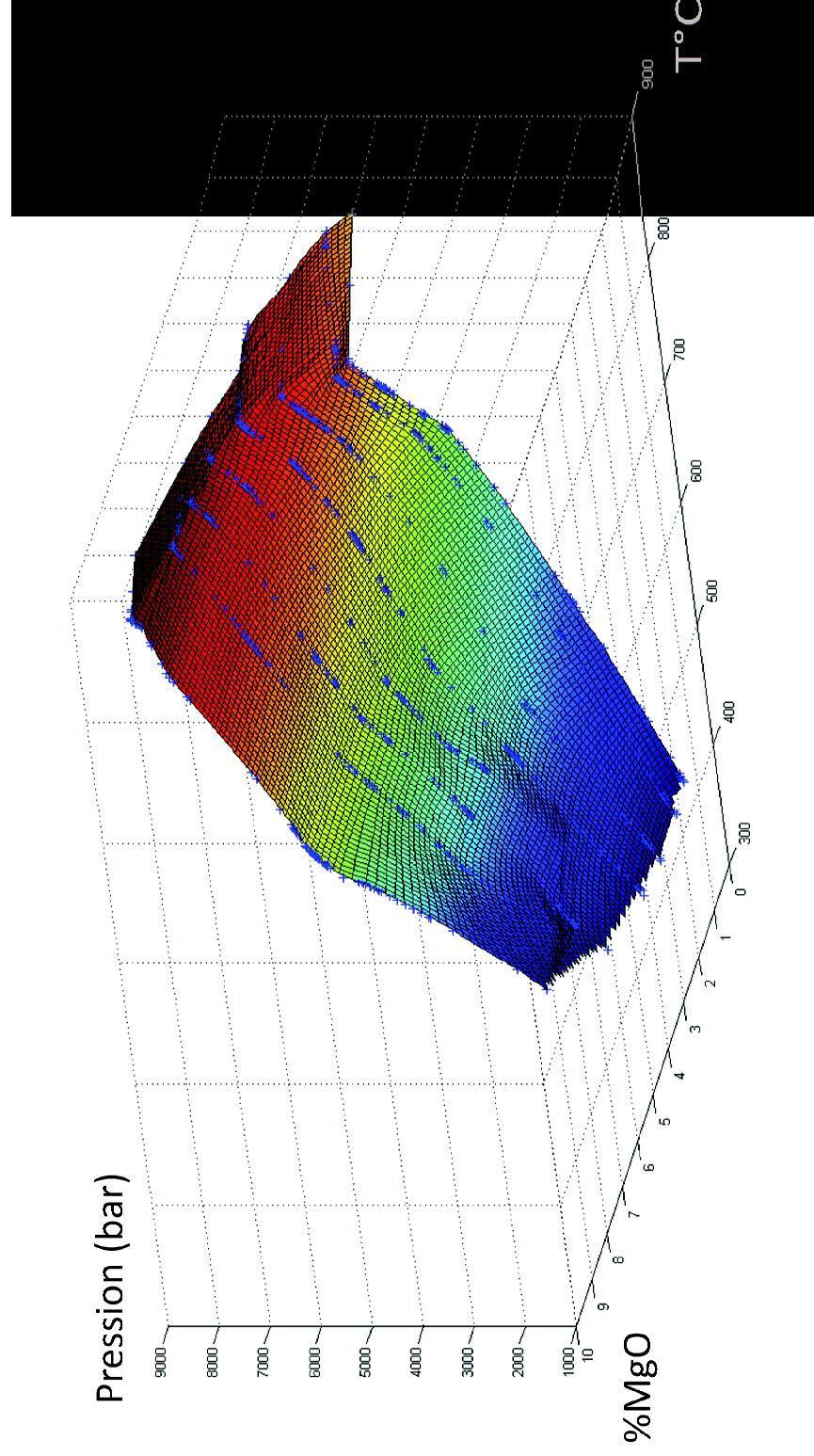


Figure 9 : Pseudosections en 3D de la limite supérieure du champ de stabilité de la cordièrite calculées à partir du logiciel Theriak-Domino (de Capitani and Petrakakis 2010) pour une composition moyenne de métapélite de l'unité de La Victoria Pour une température donnée la cordièrite se stabilise à une plus haute pression lorsque la quantité de MgO augmente. Ce diagramme permet d'expliquer l'absence de cordièrite dans l'unité de La Victoria qui contient peu de MgO.

Géochronologie U-Pb (SHRIMP)

Spot	ppm		%		%		%		206Pb/238U		1s		%	
Name	f 206Pb	%	U	Th	207Pb/206Pb	err	206Pb/238Pb	err	207Pb/235Pb	err	208Pb/206Pb	err	Age	Discord.
1	-0.761		262	27	0.0507	5.9	0.037	1.4	0.29	10.2	0.053	6.9	233	52 rim
2	8.550		297	19	0.1248	3.5	0.036	2.5	0.28	32.4	0.027	2.8	226	55 core
3	-0.403		278	19	0.0501	6.2	0.036	1.5	0.27	14.4	0.035	8.6	230	33 rim
4	-0.108		119	189	0.0630	4.3	0.107	1.3	0.94	7.4	0.515	1.6	653	12 core
5	-1.254		219	12	0.0479	6.6	0.036	1.1	0.29	5.5	0.047	10.3	231	57 rim
6	1.400		249	4	0.0505	6.0	0.035	1.1	0.19	10.3	-0.022	17.0	223	158 core
7	1.240		236	16	0.0545	6.1	0.035	1.3	0.22	15.0	0.006	8.1	224	381 rim
8	0.000		90	55	0.0650	4.7	0.129	1.3	1.16	4.9	0.200	2.8	782	9 -1 core
9	-1.478		224	23	0.0494	6.3	0.036	1.1	0.31	5.1	0.067	7.3	231	65 rim
10	0.035		624	174	0.0584	2.4	0.078	1.0	0.62	2.6	0.098	1.9	482	10 rim
11	-0.178		507	24	0.0602	2.6	0.095	2.7	0.80	3.9	0.018	4.6	583	15 core
12	-0.917		125	435	0.0622	4.4	0.095	1.3	0.91	8.0	1.114	1.2	584	38 core
13	0.000		146	296	0.0631	4.1	0.094	2.3	0.81	4.7	0.650	1.4	577	20 core
14	0.095		240	26	0.0505	6.1	0.036	1.7	0.25	16.3	0.038	7.0	229	4 -25 core
15	0.053		180	116	0.1143	1.3	0.513	2.7	8.06	3.0	0.162	8.4	2671	59 -53 core
16	0.000		582	137	0.1472	4.7	0.358	1.0	7.27	4.8	0.071	6.2	1974	17 core
17	0.000		283	27	0.0519	5.1	0.037	1.3	0.26	5.3	0.038	6.1	232	3 18 rim
18	0.000		450	55	0.0496	4.5	0.036	1.0	0.25	4.6	0.038	5.2	228	2 -31 rim
19	0.219		172	89	0.0492	6.3	0.037	1.1	0.24	7.5	0.155	3.6	236	3 -240 core
20	0.000		309	28	0.0513	5.0	0.036	1.3	0.26	5.1	0.033	6.2	231	3 10 rim

Tableau 7 : Géochronologie U-Pb sur zircon de l'échantillon diatexitique mésocrate à grenat AV-08-31 de l'unité de La Bocana.

Spot Name	f 206Pb %	ppm U	ppm Th	207Pb/206Pb		206Pb/238U		207Pb/235U		208Pb/206Pb		206Pb/238U		1s err		Discordant %
				% err	% err	% err	% err	% err	% err	% err	% err	% err	% err	% err	% err	
1	0.000	302	26	0.0572	3.9	0.052	5.3	0.41	6.6	0.032	5.2	329	17	35	rim	
2	0.000	377	391	0.0704	2.1	0.169	3.7	1.64	4.2	0.322	4.9	1009	34	-8	core	
3	0.054	286	115	0.0653	2.9	0.087	1.5	0.78	3.3	0.132	4.9	538	8	33	rim	
4	0.090	1745	50	0.0561	1.7	0.072	2.0	0.56	2.6	0.008	7.3	447	9	2	core	
5	0.327	255	62	0.0645	5.1	0.085	3.7	0.76	6.3	0.074	3.7	525	19	32	core	
6	0.000	460	84	0.0545	3.7	0.040	1.9	0.30	4.1	0.056	3.7	252	5	36	core	
7	0.000	242	18	0.0516	5.7	0.035	1.7	0.25	6.0	0.021	9.2	221	4	18	rim	
8	0.613	186	77	0.0496	5.8	0.089	2.9	0.60	6.5	0.116	2.6	547	15	-223	core	
9	0.000	203	11	0.0546	6.0	0.035	1.5	0.26	6.2	0.019	10.3	223	3	44	rim	
10	0.000	57	26	0.1926	4.5	0.538	1.8	14.28	4.9	0.140	2.1	2774	41	0	core	
11	0.201	591	22	0.0562	2.7	0.071	2.6	0.55	3.7	0.011	4.8	443	11	4	rim	
12	0.000	74	31	0.0777	4.0	0.164	1.7	1.75	4.4	0.140	3.1	977	15	15	core	
13	0.139	213	9	0.0499	14.4	0.036	1.7	0.25	14.5	0.012	10.9	226	4	-19	rim	
14	0.000	78	45	0.0567	5.8	0.087	2.7	0.68	6.4	0.188	3.3	536	14	-12	core	
15	0.100	383	40	0.0496	4.6	0.036	1.5	0.25	4.8	0.033	5.2	228	3	-30	rim	
16	1.293	51	21	0.0744	20.4	0.143	3.6	1.47	20.7	0.114	3.7	863	29	19	core	
17	0.000	238	28	0.0621	3.8	0.072	2.3	0.62	4.5	0.073	3.6	451	10	35	rim	
18	0.000	243	16	0.0492	5.4	0.036	1.5	0.25	5.6	0.023	8.1	229	3	-46	rim	

Tableau 8 : Géochronologie U-Pb sur zircon de l'échantillon diatexitique mésocrate à grenat AV-08-28d de l'unité de La Bocana.

### Géochronologie U-Pb (LA-ICPMS)

PU-08-15b		2 sigma error		2 sigma error		Age (Ma)	2 sigma error
Analysis #	Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238	Rho	Pb206/U238	Pb206/U238
05220610a	0,0783	0,00238	0,01181	0,00024	0,66857	<b>75,7</b>	1,6
06220610a	0,08006	0,00242	0,01187	0,00026	0,72464	<b>76,1</b>	1,6
08220610a	0,089	0,0028	0,01144	0,00024	0,66683	<b>73,3</b>	1,54
09220610a	0,07787	0,00286	0,01153	0,00024	0,56674	<b>73,9</b>	1,58
10220610a	0,08641	0,00294	0,01139	0,00024	0,61930	<b>73</b>	1,56
11220610a	0,07653	0,00246	0,01142	0,00024	0,65380	<b>73,2</b>	1,54
12220610a	0,07827	0,00284	0,0115	0,00024	0,57516	<b>73,7</b>	1,58
15220610a	0,08674	0,00292	0,01162	0,00024	0,61354	<b>74,5</b>	1,58
16220610a	0,07701	0,0024	0,01163	0,00024	0,66217	<b>74,6</b>	1,56
17220610a	0,08802	0,00258	0,01164	0,00024	0,70343	<b>74,6</b>	1,56
18220610a	0,07683	0,002	0,0116	0,00024	0,79479	<b>74,3</b>	1,54
19220610a	0,08078	0,0027	0,01147	0,00024	0,62602	<b>73,5</b>	1,54
20220610a	0,07422	0,00242	0,01139	0,00024	0,64624	<b>73</b>	1,52
21220610a	0,07501	0,00188	0,01142	0,00024	0,83851	<b>73,2</b>	1,5
22220610a	0,07453	0,00202	0,01143	0,00024	0,77472	<b>73,2</b>	1,5
25220610a	0,07927	0,00296	0,01148	0,00024	0,55987	<b>73,6</b>	1,56
26220610a	0,0747	0,00212	0,0114	0,00024	0,74181	<b>73,1</b>	1,5
28220610a	0,07576	0,0024	0,0114	0,00024	0,66456	<b>73,1</b>	1,52
29220610a	0,07401	0,00208	0,01136	0,00024	0,75173	<b>72,8</b>	1,5
30220610a	0,07375	0,00246	0,01137	0,00024	0,63282	<b>72,9</b>	1,52
32220610a	0,07341	0,00206	0,01135	0,00024	0,75353	<b>72,8</b>	1,5

Tableau 9 : Géochronologie U-Pb sur zircon de l'échantillon dioritique PU-08-15b du groupe de Biron.

AV-08-26b		2 sigma error		2 sigma error		Age (Ma)	2 sigma error
Analysis #	Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238	Rho	Pb206/U238	Pb206/U238
05220610c	0,28844	0,00752	0,04049	0,00092	0,8715	<b>255,9</b>	5,7
06220610c	0,27492	0,00792	0,03848	0,00088	0,7938	<b>243,4</b>	5,46
07220610c	0,23825	0,00634	0,03364	0,00076	0,849	<b>213,3</b>	4,76
08220610c	0,28058	0,00708	0,03959	0,0009	0,9009	<b>250,3</b>	5,56

Tableau 10 : Géochronologie U-Pb sur zircon de l'échantillon granitique AV-08-26b de l'unité de La Bocana..



# Annexes

VI-08-12		2 sigma error		2 sigma error		Age (Ma)	2 sigma error
Analysis_ #	Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238	Rho	Pb206/U238	Pb206/U238
09220610c	0,23353	0,00996	0,03297	0,00078	0,5547	<b>209,1</b>	4,92
12220610c	0,2327	0,0066	0,03353	0,00076	0,7992	<b>212,6</b>	4,78
15220610c	0,25216	0,00646	0,03625	0,00082	0,883	<b>229,6</b>	5,12
16220610c	0,24249	0,00684	0,03387	0,00078	0,8164	<b>214,7</b>	4,82
17220610c	0,22722	0,00888	0,03301	0,00078	0,6046	<b>209,4</b>	4,86
18220610c	0,23742	0,0066	0,03376	0,00078	0,8311	<b>214</b>	4,8
19220610c	0,23721	0,00664	0,03411	0,00078	0,8169	<b>216,2</b>	4,86
21220610c	0,24062	0,00646	0,03422	0,00078	0,849	<b>216,9</b>	4,86
26220610c	0,24403	0,00742	0,03468	0,0008	0,7587	<b>219,8</b>	4,98
27220610c	0,24583	0,0089	0,03531	0,00082	0,6414	<b>223,7</b>	5,14
28220610c	0,24142	0,00746	0,03367	0,00078	0,7497	<b>213,5</b>	4,84
29220610c	0,23517	0,00798	0,03365	0,00078	0,6831	<b>213,4</b>	4,88
30220610c	0,2292	0,00714	0,03213	0,00074	0,7393	<b>203,8</b>	4,64
32220610c	0,2438	0,00834	0,03353	0,00078	0,68	<b>212,6</b>	4,88
11220610d	0,23461	0,00674	0,03291	0,00076	0,8038	<b>208,7</b>	4,74
20220610d	0,25192	0,01114	0,03561	0,00086	0,5461	<b>225,5</b>	5,38
11220610c	10,03781	0,23566	0,38934	0,00882	0,9649	<b>2119,8</b>	40,88
22220610c	0,54643	0,02462	0,06893	0,00168	0,5409	<b>429,7</b>	10,12
31220610c	1,55929	0,04614	0,14442	0,00336	0,7863	<b>869,6</b>	18,9
05220610d	0,33684	0,01594	0,04516	0,00112	0,5241	<b>284,8</b>	6,88
06220610d	0,59439	0,01934	0,07375	0,00172	0,7168	<b>458,7</b>	10,38
08220610d	0,34659	0,0135	0,04541	0,00108	0,6106	<b>286,3</b>	6,68
09220610d	0,62436	0,01588	0,07314	0,00168	0,9031	<b>455,1</b>	10,06
10220610d	0,51527	0,01338	0,06171	0,00142	0,8862	<b>386</b>	8,58
12220610d	7,61324	0,19102	0,34979	0,00804	0,9161	<b>1933,6</b>	38,36
13220610d	8,22686	0,2032	0,37427	0,00856	0,926	<b>2049,5</b>	40,14
16220610d	4,155	0,10816	0,19756	0,00456	0,8867	<b>1162,2</b>	24,54

Tableau 11 : Géochronologie U-Pb sur zircon de l'échantillon diatexitique VI-08-12 de l'unité de La Bocana..

VI-08-12		2 sigma error		2 sigma error		Age (Ma)	2 sigma error
Analysis_#	Pb208/Th232	Pb208/Th232	Pb206/U238	Pb206/U238	Rho	Pb208/Th232	Pb208/Th232
05220610e	0,01242	0,00072	0,0373	0,00136	0,65	<b>249,5</b>	14,58
06220610e	0,01173	0,00072	0,03728	0,00138	0,65	<b>235,7</b>	14,48
07220610e	0,01077	0,00026	0,03713	0,0011	0,65	<b>216,5</b>	5,02
08220610e	0,01123	0,00026	0,03852	0,00106	0,65	<b>225,7</b>	5,14
09220610e	0,01141	0,00026	0,0377	0,00114	0,65	<b>229,2</b>	5,2
11220610e	0,01114	0,00026	0,03878	0,00108	0,65	<b>224</b>	5,04
06230610b	0,01179	0,00098	0,03503	0,00152	0,65	<b>236,9</b>	19,5
07230610b	0,01135	0,00024	0,03612	0,00092	0,65	<b>228,1</b>	4,8
08230610b	0,01135	0,00024	0,03658	0,00092	0,65	<b>228,1</b>	4,8
10230610b	0,01118	0,00024	0,03546	0,00086	0,65	<b>224,6</b>	4,74
11230610b	0,01124	0,00024	0,03666	0,0009	0,65	<b>225,9</b>	4,74
12230610b	0,0181	0,00062	0,05861	0,00158	0,65	<b>362,5</b>	12,32
15230610b	0,01132	0,00024	0,03599	0,00092	0,65	<b>227,6</b>	4,76
16230610b	0,01115	0,00024	0,03844	0,00114	0,65	<b>224,1</b>	4,84
17230610b	0,01139	0,00034	0,03698	0,00284	0,65	<b>229</b>	6,86
18230610b	0,01134	0,00024	0,03504	0,00088	0,65	<b>228</b>	4,76
19230610b	0,01109	0,00024	0,03491	0,0009	0,65	<b>223</b>	4,66
23230610b	0,01104	0,00024	0,0391	0,001	0,65	<b>221,8</b>	4,62

Tableau 12 : Géochronologie U-Pb sur monazite de l'échantillon diatexitique VI-08-12 de l'unité de La Bocana..

PU-08-10		2 sigma error		2 sigma error		Age (Ma)	2 sigma error
Analysis_#	Pb208/Th232	Pb208/Th232	Pb206/U238	Pb206/U238	Rho	Pb208/Th232	Pb208/Th232
06230610b	0,01179	0,00098	0,03503	0,00152	0,65	<b>236,9</b>	19,5
07230610b	0,01135	0,00024	0,03612	0,00092	0,65	<b>228,1</b>	4,8
08230610b	0,01135	0,00024	0,03658	0,00092	0,65	<b>228,1</b>	4,8
10230610b	0,01118	0,00024	0,03546	0,00086	0,65	<b>224,6</b>	4,7
11230610b	0,01124	0,00024	0,03666	0,00090	0,65	<b>225,9</b>	4,7
12230610b	0,01810	0,00062	0,05861	0,00158	0,65	<b>362,5</b>	12,3
15230610b	0,01132	0,00024	0,03599	0,00092	0,65	<b>227,6</b>	4,8
16230610b	0,01115	0,00024	0,03844	0,00114	0,65	<b>224,1</b>	4,8
17230610b	0,01139	0,00034	0,03698	0,00284	0,65	<b>229,0</b>	6,9
18230610b	0,01134	0,00024	0,03504	0,00088	0,65	<b>228,0</b>	4,8
19230610b	0,01109	0,00024	0,03491	0,00090	0,65	<b>223,0</b>	4,7
23230610b	0,01104	0,00024	0,03910	0,00100	0,65	<b>221,8</b>	4,6

Tableau 13 : Géochronologie U-Pb sur monazite de l'échantillon diatexitique PU-08-10 de l'unité de La Bocana.

## Groupe de El Biron

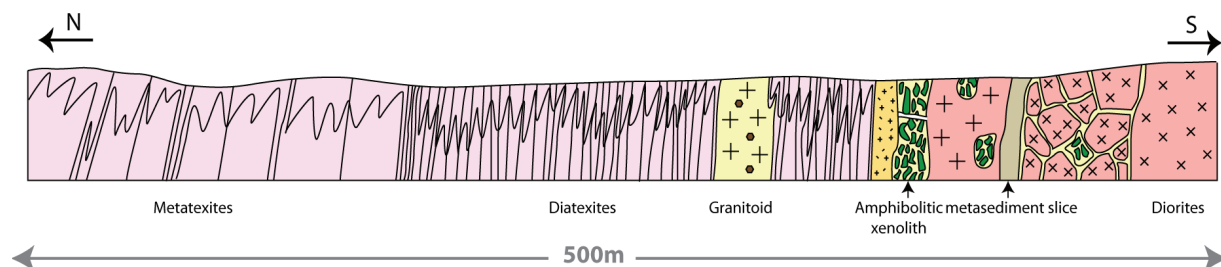


Figure 10 : Coupe litho-structurale de la partie sud du groupe de El Biron. Notez que quelque kilomètre plus au nord nous avons observés les lithologies à andalousite et sillimanite présentées dans les photographies ci-dessous.



Photographie des métasédiments dans la partie nord du groupe de El Biron. Notez que le boudin quartzitique subvertical est fracturé et injecté par des liquides quartzo-feldspathiques.



Photographie zoomée sur les métasédiments. En haut à gauche du stylo, les "fantômes" de l'andalousite sont marqué par les sections minérales blanches. La bordure soulignée par un liseré noir est composée principalement de sillimanite et biotite.

Dans le groupe de El Biron, au sein d'un ensemble amphibolitique, nous avons daté l'échantillon dioritique PU-08-15b (U-Pb sur zircons) (Tableau 9) entre 72 et 75 Ma. Ces

âges sont cohérents avec ceux obtenus par Gabriele, 2002 sur biotite (Ar/Ar) qui ont donné :  $75.5 \pm 2.3$  Ma pour les paragneiss et  $78.4 \pm 0.5$  Ma pour les métadiorites. Nos âges sont aussi cohérents avec les datations Pb-Pb sur monazite effectuées par Noble et al. (1997) sur les paragneiss qui ont donné  $78 \pm 1$  et  $82 \pm 1$  Ma. Cependant l'âge du filon dioritique que nous avons daté est légèrement plus jeune de  $\sim 5$  Ma que les âges des paragneiss, indiquant probablement une intrusion plus tardive probablement post-tectonique.

## Données GPS - Mission de terrain - 2008

Coupe	Arrêt	X	Y	Unité	LITHOLOGIE	SAMPLES
AV	Av01	-79,94896667	-3,552418333	Biron	Métatexite	
AV	Av02	-79,93825167	-3,577405	Piedras?	Métagabbro	
AV	Av04	-79,92215667	-3,580555	Biron	Magma mixing	
AV	Av05	-79,87945333	-3,590275	Biron	Métapélites	
AV	Av06	-79,87204833	-3,583831667	Biron?	Métatexites	
AV	Av07	-79,87238333	-3,62953	Arenillas	Schiste bleu	
AV	Av08	-79,87119	-3,640155	Arenillas	Schiste bleu	AV0802
AV	Av09	-79,87780833	-3,64738	Arenillas	Schiste bleu	AV0803
AV	Av10	-79,91533	-3,648258333	Arenillas	Schiste bleu	
AV	Av11	-79,91560667	-3,653895	La Bocana	Diatexites	AV0804 et 05
AV	Av12	-79,91560667	-3,653895	La Victoria	Métapélites	AV0806
AV	Av13	-79,98059611	-3,791976667	La Victoria	Métapélites	
AV	Av14	-79,95320833	-3,78564	La Victoria	Métapélites	
AV	Av15	-79,93483	-3,796691667	La Victoria	Métapélites	
AV	Av16	-79,93134167	-3,795958333	Marcabelli?	Granite Bt+Ms	AV0807 à 09
AV	Av17	-79,92740167	-3,792257222	Marcabelli?	Granite Bt+Ms	AV0810
AV	Av18	-79,91752667	-3,773196667	La Victoria	Métapélites	
AV	Av19	-79,927785	-3,758843333	La Victoria	Métapélites	AV0811
AV	Av20	-79,92679167	-3,75093	La Bocana	Métatexite	AV0812 à 14
AV	Av21	-79,92583167	-3,739815	La Bocana	Métapélites	AV0815 et 16
AV	Av22	-79,924765	-3,805655	Marcabelli?	Granite à Ms	
AV	Av23	-79,92652667	-3,808415	Marcabelli?	Granite à Ms	
AV	Av24	-79,92751667	-3,81349	Marcabelli?	Granite à Bt+Amp	AV0817
AV	Av25	-79,92767167	-3,815448333	Marcabelli?	Granite à Bt+Ms	
AV	Av26	-79,94010333	-3,822981667	Marcabelli?	Granite à Bt+Amp	AV0818
AV	Av27	-79,9273	-3,755595	La Victoria	Métapélites	AV0819a
AV	Av28	-79,92703833	-3,753014444	La Bocana	Diatexites	
AV	Av29	-79,92778333	-3,754756667	La Bocana	Diatexites	
AV	Av30	-79,92767833	-3,755131667	La Bocana	Diatexites	AV0819b à d
AV	Av31	-79,93343833	-3,731901667	La Victoria	Métapélites	
AV	Av32	-79,93343944	-3,729545	La Victoria	Métapélites	
AV	Av33	-79,93302333	-3,728905	La Victoria	Métapélites	AV0820 et 21
AV	Av34	-79,92815667	-3,724865	La Victoria	Métapélites	
AV	Av35	-79,92643333	-3,722898333	La Victoria	Métapélites	
AV	Av36	-79,92820333	-3,715313333	Granite	Métapélites	
AV	Av37	-79,92451167	-3,71692	La Victoria	Métapélites	
AV	Av38	-79,92230833	-3,71578	La Victoria	Métapélites	
AV	Av39	-79,92014167	-3,718178333	La Victoria	Métapélites	
AV	Av40	-79,92151556	-3,714655	La Victoria	Métapélites	AV0822a et b
AV	Av41	-79,92065667	-3,713376667	La Victoria	Métapélites	
AV	Av42	-79,92163889	-3,711676667	La Victoria	Métapélites	
AV	Av43	-79,92532333	-3,713821667	Granite	Granite Bt+Ms	
AV	Av44	-79,92460833	-3,713541667	La Victoria	Métapélites	
AV	Av45	-79,92598167	-3,713871667	La Bocana	Diatexites	AV0823a et b
AV	Av46	-79,92590667	-3,712143333	Granite	Granite Bt+Ms	
AV	Av47	-79,92735333	-3,709688333	La Bocana	Diatexites	AV0824a



## Annexes

						AV0824b
AV	Av48	-79,92518	-3,708446667	La Bocana	Métatexite	AV0825a et b
AV	Av49	-79,924115	-3,706505	La Bocana	Métatexite	
AV	Av50	-79,91755833	-3,703496667	La Bocana	Métatexite	
AV	Av51	-79,91445167	-3,703126667	Granite	Granite Bt+Ms	
AV	Av52	-79,90925	-3,78718	Granite	Granite Bt+Ms	AV0826a à d
AV	Av53	-79,92152	-3,702633333	La Bocana	Métatexite	AV0827a et b
AV	Av54	-79,90105167	-3,690081667	La Bocana	Diatexites	
AV	Av55	-79,90395833	-3,686991667	Granite	Granite à Ms	
AV	Av56	-79,90333833	-3,683016667	Granite	Granite à Ms	
AV	Av57	-79,90452667	-3,678996667	La Bocana	Diatexites	AV0828a à d
AV	Av58	-79,90356667	-3,676543333	La Bocana	Diatexites	AV0829a à e
AV	Av59	-79,90502833	-3,672423333	La Bocana	Diatexites	AV0830a et b
AV	Av60	-79,90667722	-3,670465	La Bocana	Diatexites	AV0831
AV	Av61	-79,90695	-3,667635	La Bocana	Diatexites	AV0832a à d
AV	Av62	-79,90919333	-3,664441667	La Bocana	Diatexites	AV0833
AV	Av63	-79,90939333	-3,661928333	La Bocana	Diatexites	AV0834
AV	Av64	-79,91378	-3,650926667	Piedras	Métagabbros	
AV	Av65	-79,91468333	-3,650926667	Piedras	Métagabbros	
AV	Av66	-79,91380667	-3,651006667	Piedras/La Bocana	Contact	AV0835a à o
PU	Pu01	-80,04367167	-3,866466667	Crétacé/Paléozoïque	Métapélites	PU0801
PU	Pu02	-80,04825667	-3,867035	La Victoria	Métapélites	
PU	Pu03	-80,0501	-3,860938889	La Victoria	Métapélites	
PU	Pu04	-80,052685	-3,850791667	La Victoria	Métapélites	
PU	Pu05	-80,0463	-3,849378333	La Victoria	Métapélites	
PU	Pu06	-80,03495833	-3,84166	La Victoria	Métapélites	
PU	Pu07	-80,02591	-3,833331667	La Victoria	Métapélites	
PU	Pu08	-80,01544278	-3,810541667	La Victoria	Métapélites	
PU	Pu09	-80,02104	-3,803213333	La Victoria	Métapélites	
PU	Pu10	-80,02498833	-3,79644	La Victoria	Métapélites	
PU	Pu11	-80,03175333	-3,800391667	La Victoria	Métapélites	
PU	Pu12	-80,03515167	-3,79924	La Victoria	Métapélites	
PU	Pu13	-80,04832833	-3,790043333	La Victoria	Métapélites	PU0802
PU	Pu14	-80,049935	-3,783268333	La Victoria	Métapélites	
PU	Pu15	-80,04920333	-3,755182222	La Victoria	Métapélites	
PU	Pu16	-80,04917	-3,747668333	La Victoria	Métapélites	PU0803 et 04
PU	Pu17	-80,04727333	-3,743048333	La Victoria	Métapélites	
PU	Pu18	-80,04639	-3,735822778	La Victoria	Métapélites	PU0805
PU	Pu19	-80,04467	-3,730572778	Granite	Granite Bt+Ms	
PU	Pu20	-80,045495	-3,729316667	Granite	Granite Bt+Ms	
PU	Pu21	-80,04510667	-3,727836667	Granitoïdes	Diatexitess	PU0806 à 9
PU	Pu22	-80,04501667	-3,725557778	Granite	Granite Bt+Ms	
PU	Pu23	-80,0442	-3,721918333	La Bocana	Diatexites	
PU	Pu24	-80,047175	-3,71664	La Bocana	Diatexites	
PU	Pu25	-80,05554556	-3,716782778	La Bocana	Diatexites	PU0810 PU0811
PU	Pu26	-80,059165	-3,711212222	La Bocana	Diatexites	
PU	Pu27	-80,062905	-3,70815	La Bocana	Diatexites	
PU	Pu28	-80,06905	-3,700183333	La Bocana	Diatexites	
PU	Pu29	-80,09331111	-3,655738333	Piedras	Métagabbros	PU0812
PU	Pu30	-80,09468833	-3,652303333	Piedras	Métagabbros	PU0813
PU	Pu31	-80,09702667	-3,64841	Piedras	Métagabbros	PU0814

## Annexes

---

VI	Vi01	-80,06509167	-3,788825	La Victoria	Métapélites	VI0801
VI	Vi02	-80,08112167	-3,801176667	La Victoria	Métapélites	VI0802
VI	Vi03	-80,09893167	-3,802536667	La Victoria	Métapélites	
VI	Vi04	-80,10320833	-3,804978333	La Victoria	Métapélites	
VI	Vi05	-80,10884833	-3,80892	La Victoria	Métapélites	
VI	Vi06	-80,11580167	-3,795898333	La Victoria	Métapélites	
VI	Vi07	-80,08352778	-3,761498333	La Victoria	Métapélites	
VI	Vi08	-80,08184333	-3,760418333	La Victoria	Métapélites	
VI	Vi09	-80,082235	-3,75835	La Victoria	Métapélites	
VI	Vi10	-80,08232167	-3,757332778	La Victoria	Métapélites	VI0803
VI	Vi11	-80,08296167	-3,756043333	La Bocana	Métatexites	
VI	Vi12	-80,08088167	-3,75588	La Bocana	Métatexites	
VI	Vi13	-80,08131	-3,736888333	Granite	Granite à gros Fk	VI0805
VI	Vi14	-80,07999333	-3,736746667	Granite	Granite à gros Fk	
VI	Vi15	-80,08706	-3,733803333	La Bocana	Diatexites	VI0806 à 7
VI	Vi16	-80,08731333	-3,730083333	La Bocana	Diatexites	
VI	Vi17	-80,11813167	-3,755158333	La Bocana	Diatexites	VI0809
VI	Vi18	-80,11854333	-3,754636667	La Bocana	Diatexites	VI0810 à 13

## Données GPS - Mission de terrain - 2010

Coupe	Arrêt	X	Y	Unité	Lithologie	SAMPLES
BA	BA1	645633	9574163	cretacé	Celica	BA-10-01 a 4
BA	BA2	647025	9575373	cretacé	Calcaires noirs	
BA	BA3	649091	9574978	cretacé	Brèches volcaniques	BA-10-05
BA	BA4	651085	9572284	cretacé	grawacke (Alamor)	
BA	BA5	651134	9572755	cretacé	grawacke (Alamor)	
BA	BA6	651134	9572755	cretacé	grawacke (Alamor)	
BA	BA7	649055	9574942	cretacé	grawacke (Alamor)	
BA	BA8	646761	9575545	cretacé	Basaltes	
BA	BA9	644157	9575050	PaleoZ ?	Pélites	
BA	BA10	644157	9575050	cretacé	grawacke (Alamor)	
BA	BA11	644182	9574346	cretacé	grawacke (Alamor)	BA-10-06
BA	BA12	643388	9575223	cretacé	grawacke (Alamor)	
BA	BA13	641638	9575776	cretacé	grawacke (Alamor)	
BA	BA14	641779	9575262	cretacé	grawacke (Alamor)	
BA	BA15	641370	9575759	cretacé	Andésite silicifiée	
BA	BA16	641296	9575870	cretacé	grawacke (Alamor)	
BA	BA17	641322	9276048	cretacé	grawacke (Alamor)	
BA	BA18	640228	9575988	cretacé	grawacke (Alamor)	
BA	BA19	636601	9575755	cretacé	grawacke (Alamor)	
BA	BA20	636379	9575912	Paléocène	Arc Saccapaca	
BA	BA21	636050	9575904	Paléocène	Arc Saccapaca	
BA	BA22	635460	9575669	Paléocène	Arc Saccapaca	
BA	BA23	634062	9576478	Paléocène	Arc Saccapaca	
BA	BA24	634301	9577208	cretacé	Roche volca	
BA	BA25	634279	9578207	cretacé	Sandstone	
BA	BA26	633814	9577764	cretacé	Arénite	
BA	BA27	633537	9577825	cretacé	Sandstone	
BA	BA28	633472	9577478	cretacé	gré arkosique	
BA	BA29	633194	9577424	cretacé	gré arkosique	
BA	BA30	632991	9577717	cretacé	gré arkosique	
BA	BA31	632661	9578235	cretacé	Argilites fines	
BA	BA32	632529	9578344	cretacé	Argilites fines	
BA	BA33	632268	9578790	cretacé	gré arkosique	
BA	BA34	632185	9579158	cretacé	gré arkosique	
BA	BA35	631704	9580230	cretacé	gré arkosique	
BA	BA36	631996	9581266	cretacé	gré arkosique	
BA	BA37	631538	9581752	cretacé	gré arkosique	
BA	BA38	631405	9582729	cretacé	gré arkosique	
BA	BA39	630852	9583736	PaleoZ	granodiorite	
BA	BA40	630777	9583827	PeleoZ	granodiorite	BA-10-07
BA	BA41	630852	9583736	PaleoZ	granodiorite	BA-10-08
BA	BA42	630705	9585246	PaleoZ	Quartzite à melt	BA-10-10 et 11
BA	BA43	630281	9598540	PaleoZ	pélites à mx noirs ?	
BA	BA44	630484	9584695	PaleoZ	Pélites	
BA	BA45	629378	9587837	PaleoZ	Métased schisteux	
BA	BA46	629359	9587921	PaleoZ	Métatélite	BA-10-12
BA	BA47	628114	9589050	PaleoZ	Métatélite	BA-10-13

## Annexes

BA	BA48	627648	9589469	Paleoz	Métatéxite	BA-10-14 et 15
BA	BA49	627825	9590646	PaleoZ	Diatexites	BA-10-16
BA	BA50	627479	9591653	PaleoZ	Métatéxite Qtzeuse	BA-10-17
BA	BA51	626632	9596241	PaleoZ	piedras	
ZA	ZA1	651610	9587570	PaleoZ	Granitoide	ZA-10-01
ZA	ZA2	651591	9587199	PaleoZ	Migmatite à Gt	ZA-10-02
ZA	ZA3	650812	9584750	PaleoZ	Métatéxite	ZA-10-03 et 04
ZA	ZA4	650622	9584100	PaleoZ	Pluton moro?	ZA-10-05
ZA	ZA5	651468	9584264	PaleoZ	Métased pélitique	ZA-10-06
ZA	ZA7	658654	9577815	PaleoZ	Pluton moro?	
ZA	ZA8	658337	9578994	PaleoZ	Pluton moro?	
ZA	ZA9	658422	9580166	PaleoZ	Pluton moro?	
ZA	ZA10	658487	9580277	PaleoZ	Métased pélitique	
ZA	ZA11	658131	9580617	PaleoZ	Métased a gt ?	ZA-10-08
ZA	ZA12	657949	9580948	PaleoZ	Métased Qtzeux	
ZA	ZA13	656041	9583267	PaleoZ	Métased Qtzeux	
ZA	ZA14	655968	9583564	PaleoZ	Métased Qtzeux	
ZA	ZA15	655121	9584863	PaleoZ	Migmatites à gt	ZA-10-09 et 10
ZA	ZA16	651939	9588530	PaleoZ	Piedras	ZA-10-11
ZA	ZA17	651983	9588174	PaleoZ	Migmatites à gt	ZA-10-12
ZA	ZA18	658728	9577695	PaleoZ	Pluton moro?	ZA-10-13
ZA	ZA19	659308	9577688	PaleoZ	Pluton moro?	
ZA	ZA20	659199	9576958	PaleoZ?	Metased	ZA-10-14 à 16
ZA	ZA21	659089	9576885	PaleoZ?	Metagré	ZA-10-17 et 18
ZA	ZA22	658613	9576842	PaleoZ?	gré ?	ZA-10-19
ZA	ZA23	659198	9576968	PaleoZ?	Quartzite	ZA-10-20
ZA	ZA24	659643	9576418	PaleoZ?	Quartzite gréseuse	ZA-10-21
ZA	ZA25	659370	9573223	PaleoZ?	Pélite	ZA-10-22
ZA	ZA26	658965	9575854	PaleoZ?	Siltite	
ZA	ZA27	658893	9575458	PaleoZ?	Métagré	ZA-10-23
ZA	ZA28	658953	9574917	PaleoZ?	Quartzite brute	
ZA	ZA29	659584	9573691	PaleoZ	Siltite	
ZA	ZA30	659837	9572519	PaleoZ	Pélites	ZA-10-24 et 25
ZA	ZA31	660016	9572096	PaleoZ???	Métased	
ZA	ZA32	660125	9571716	PaleoZ???	gréseux?	
ZA	ZA33	661040	9570355	cretacé	Basalte	ZA-10-26
ZA	ZA34	661946	9569138	cretacé	Basalte	ZA-10-27
HE	HE1	602541	9571001	cretacé	calcaires noirs	
HE	HE2	602836	9570854	cretacé	turbidites turonien	
HE	HE3	602637	9570240	cretacé	turbidites turonien	
HE	HE4	607340	9570933	cretacé	turbidites turonien	
HE	HE5	608147	9570265	cretacé	turbidites turonien	
HE	HE6	606915	9581977	?	Argile	
HE	HE8	608602	9585404	PaleoZ?	gneiss et sed	HE-10-01 à 03
HE	HE9	611828	9588999	PaleoZ	Migmatites	HE-10-04 et 05
HE	HE10	605898	9597560	PaleoZ	Arenillas	HE-10-06
HE	HE11	608853	9595202	PaleoZ	Piedras	HE-10-07 à 09
HE	HE12	609672	9595502	PaleoZ	Piedras	
HE	HE13	611429	9594630	PaleoZ	Migmatites à Gt	HE-10-10 et 11
HE	HE15	610137	9595381	PaleoZ	Migmatites/Piedras	
HE	HE16	608939	9594607	PaleoZ	Migmatites à Gt	

## Annexes

HE	HE17	608079	9595951	PaleoZ	Piedras Gabbro	
HE	HE18	606423	9596288	PaleoZ	Piedras Gabbro	
HE	HE19	605932	9597305	PaleoZ	Arenillas/Piedras	
LO	LO1	606293	9588274	PaleoZ	Migmatites	LO-10-01 à 05
LO	LO2	605392	9581669	PaleoZ	gré qtzeux	LO-10-06
LO	LO3	606902	9572496	PaleoZ	Gré graphiteux	LO-10-07
LO	LO4	605731	9573569	PaleoZ	gré	LO-10-08
LO	LO5	605970	9574863	PaleoZ	Pélites	LO-10-09
LO	LO6	608527	9576858	PaleoZ	Pélites?	LO-10-10
LO	LO7	608657	9577510	PaleoZ	Gré qtzeux	LO-10-11
LO	LO8	608807	9579966	PaleoZ	Low Grade	
LO	LO9	608516	9580641	PaleoZ	Gré	LO-10-12
LO	LO10	605427	9585098	PaleoZ	Arenillas	LO-10-13
LO	LO11	604191	9598492	PaleoZ	Arenillas	
MA	MA1	627598	9584167	PaleoZ	Métased	MA-10-01
MA	MA2	625235	9583417	PaleoZ	Marcabelli	
MA	MA3	625021	9583572	PaleoZ	Marcabelli	
MA	MA4	624848	9583710	PaleoZ	Marcabelli	
MA	MA5	6248809	9583745	PaleoZ	Marcabelli	MA-10-02
MA	MA6	624589	9583920	PaleoZ	Marcabelli	
MA	MA7	624411	9583991	PaleoZ	Métased Victoria	MA-10-03
MA	MA8	621095	9548030	PaleoZ	Métased Victoria	MA-10-04
MA	MA9	620342	9583665	PaleoZ	Métased Victoria	MA-10-05
MA	MA10	619404	9584923	PaleoZ	Métased Victoria	MA-10-06
MA	MA11	619539	9586916	PaleoZ	Métased Victoria	
MA	MA12	618935	9587423	PaleoZ	Métased Victoria	MA-10-07
MA	MA13	618457	9587816	PaleoZ	Métased Victoria	MA-10-08
MA	MA14	618755	9589827	PaleoZ	Granitoïde	
MA	MA15	619017	9588298	PaleoZ	Métased Victoria	MA-10-09
MA	MA16	620168	9589514	PaleoZ	Métased Victoria	MA-10-09
MA	MA17	619781	9589816	PaleoZ	Métased Victoria	
MA	MA18	619418	9590273	PaleoZ	Migmatites	
MA	MA19	624879	9597099	PaleoZ	Arenillas	
MA	MA20	623746	9597531	PaleoZ	Arenillas	MA-10-10
MA	MA21	619522	9590427	PaleoZ	Diatexites	
MA	MA22	619504	9590425	PaleoZ	Diatexites	MA-10-11
MA	MA23	619507	9590443	PaleoZ	Métatélite	
MA	MA24	621249	9590686	PaleoZ	Granite	MA-10-12
MA	MA25	621833	9591085	PaleoZ	Métatélite	
MA	MA26	621833	9591085	PaleoZ	Metatélite	MA-10-13 à 15
MA	MA28	621949	9592777	PaleoZ	Diatexitess à Gt	MA-10-17 à 20
MA	MA29	622024	9593877	PaleoZ	Diatexitess à Gt	
MA		621579	9594577	PaleoZ	Diatexitess à Gt	
MA	MA31	621559	9594710	PaleoZ	Diatexitess à Gt	
MA	MA32	621522	9594928	PaleoZ	Diatexitess à Gt	
MA	MA33	621469	9595005	PaleoZ	Diatexitess à Gt	MA-10-21 et 22
MA	MA34	621170	9595927	PaleoZ	Diatexitess à Gt	
MA	MA35	621360	9595529	PaleoZ	Diatexitess à Gt	MA-10-23
MA	MA36	620510	9595420	PaleoZ	Diatexitess à Gt	MA-10-24 et 26
MA	MA37	619032	9595370	PaleoZ	Diatexitess à Gt	
MA	MA38	616917	9594917	PaleoZ	Diatexitess à Gt	

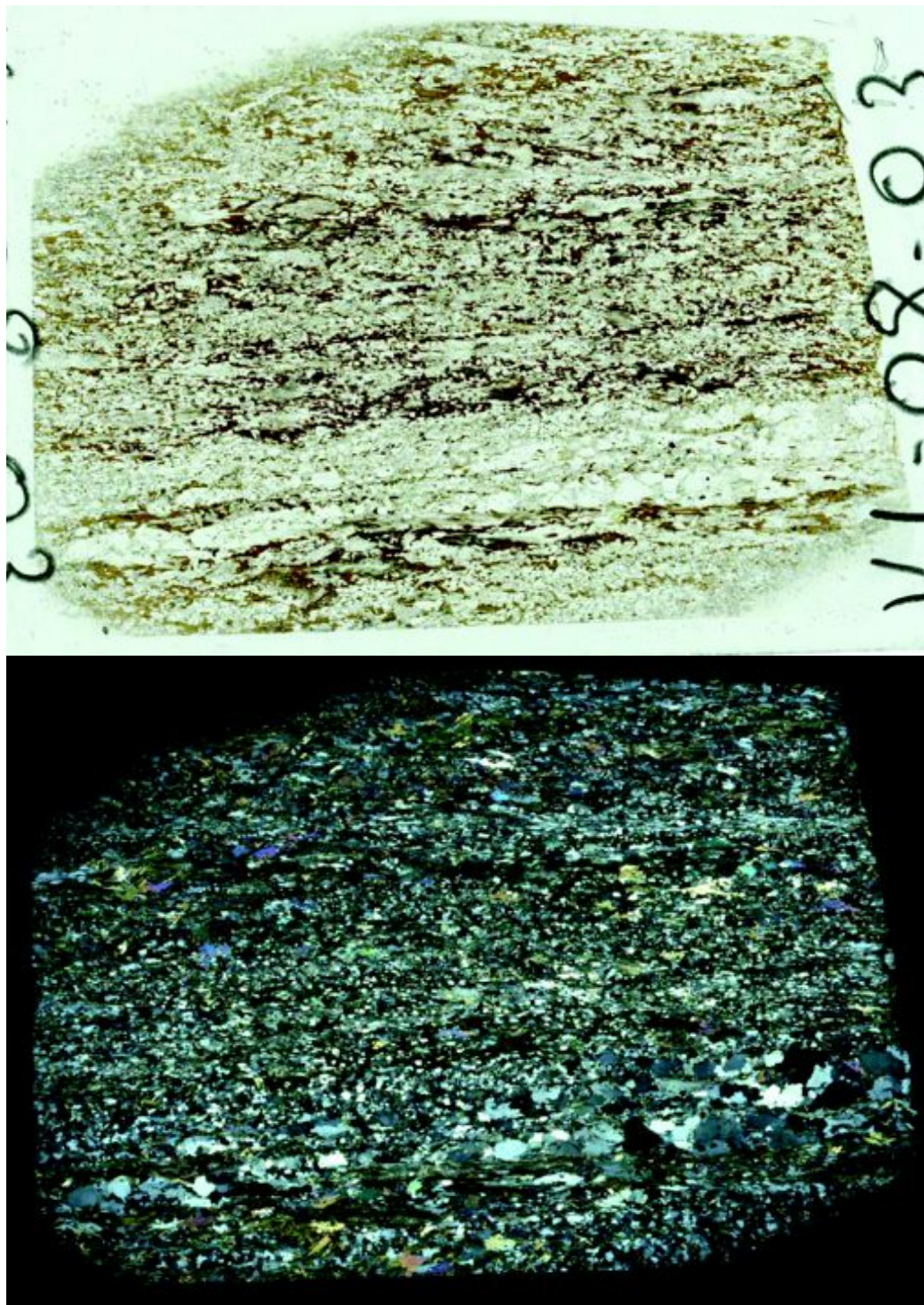


## Annexes

MA	MA39	614921	9595963	PaleoZ	Diatexitess à Gt	
MA	MA40	622428	9579579	Pz/Cretacé	Marca/Basaltes	MA-10-27
MA	MA41	622684	9578976	cretacé	Grè non métam	MA-10-28
MA	MA42	617002	9576627	PaleoZ	Marcabelli	
MA	MA43	618149	9581176	PaleoZ	Métased Qtzites	MA-10-29
MA	MA44	617589	9581493	PaleoZ	Métapélites	MA-10-30
MA	MA45	616900	9581827	PaleoZ	Métapélites	MA-10-31
MA	MA46	615923	9582560	PaleoZ	Métapélites	MA-10-32
MA	MA47	613490	9581186	PaleoZ	Métased	
MA	MA48	611711	9580878	PaleoZ	Métased	
MA	MA50	609841	9580493	PaleoZ	Métapelites	
MA	MA51	624390	9597259	PaleoZ	Arenillas	MA-10-39
MA	MA52	620527	9597222	PaleoZ	Arenillas/Piedras	
BI	BI1	617874	9605421	PaleoZ	Métatéxites	BI-10-01
BI	BI2	616406	9508930	PaleoZ	Métapélites à And	BI-10-02
BI	BI3	624715	9503472	PaleoZ	Arenillas	BI-10-03
BI	BI4	625183	9603740	PaleoZ	Arenillas	
BI	BI5	625620	9604089	PaleoZ	Arenillas	BI-10-04
BI	BI6	626532	9603593	PaleoZ	Arenillas	BI-10-06
BI	BI7	626840	9603254	PaleoZ	Arenillas	BI-10-05
BI	BI8	627152	9603131	PaleoZ	Arenillas	
BI	BI9	629942	9603609	PaleoZ	Arenillas	
BI	BI10	630068	9603636	PaleoZ	Arenillas	
ZA	ZA1	626636	9596234	PaleoZ	Arenillas?	
ZA	ZA2	626571	9596891	PaleoZ	Arenillas?	
ZA	ZA3	626447	9597266	PaleoZ	Arenillas?	
ZA	ZA5	625664	9598787	PaleoZ	Arenillas	RA-10-01
ZA	ZA6	625032	9500071	cretacé	Raspas	
ZA	ZA7	625255	9599491	cretacé	Raspas	
ZA	ZA8	625559	9598902	cretacé?	Raspas/Arenillas?	
ZA	ZA10	624250	9603164	cretacé	Raspas	
TO	TO1	611223	9600486	cretacé	El Toro	TO-10-01 à 08
TO	TO2	615686	9596478	PaleoZ	Migmatites à gt	TO-10-10
TO	TO3	615489	9596634	PaleoZ	Piedras	
TO	TO4	615427	9596710	PaleoZ	Piedras	
TO	TO5	615293	9596662	PaleoZ	Piedras	TO-10+11
CA	CA1	590702	9598330	Paleoz	Migmatites	CA-10-01
CA	CA2	591004	9597604	Paleoz	Migmatites	
CA	CA3	590804	9597519	Paleoz	Piedras/Arenillas?	
CA	CA4	590764	9597265	Paleoz	Piedras/Arenillas?	CA-10-02
CA	CA5	590733	9597009	Paleoz	Piedras/Arenillas?	CA-10-03 à 05
CA	CA6	590807	9596521	Paleoz	Migmatites	
CA	CA8	590894	9596376	Paleoz	Arenillas	
PI	PI1	634940	9596488	PaleoZ	Piedras/Arenillas?	PI-10-01
PI	PI2	640423	9596347	PaleoZ	Arenillas	PI-10-02

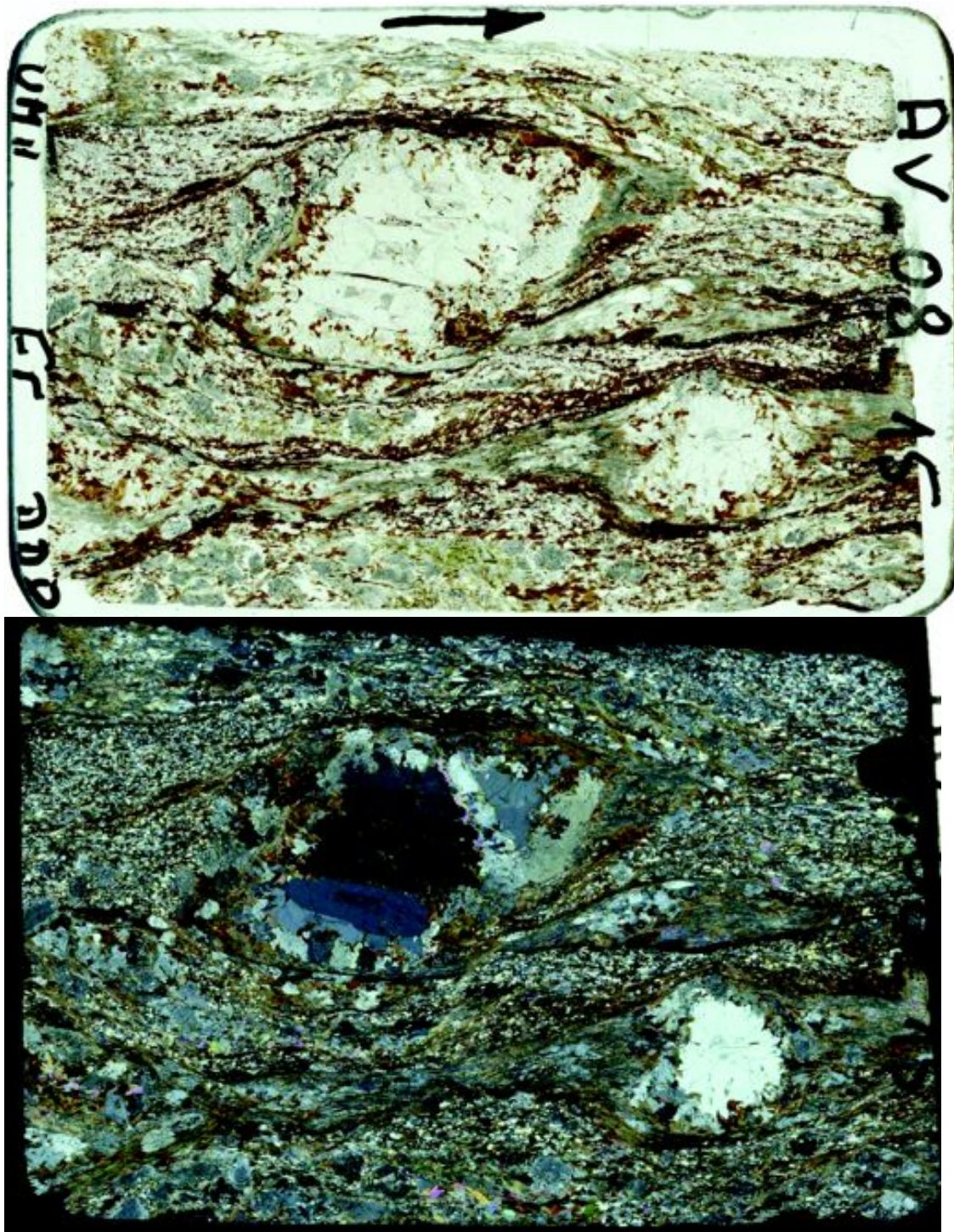
## **Profile crustal à travers la "paired metamorphic belt" de El Oro**

Les lithologies typiques observées depuis les métasédiments de l'unité de La Victoria jusqu'à l'unité de HP-BT d'Arenillas-Panupalí sont présentées en photographies de lames minces. Les photographies du haut sont prises en lumière polarisée et celles du bas en lumière polarisée et analysée.



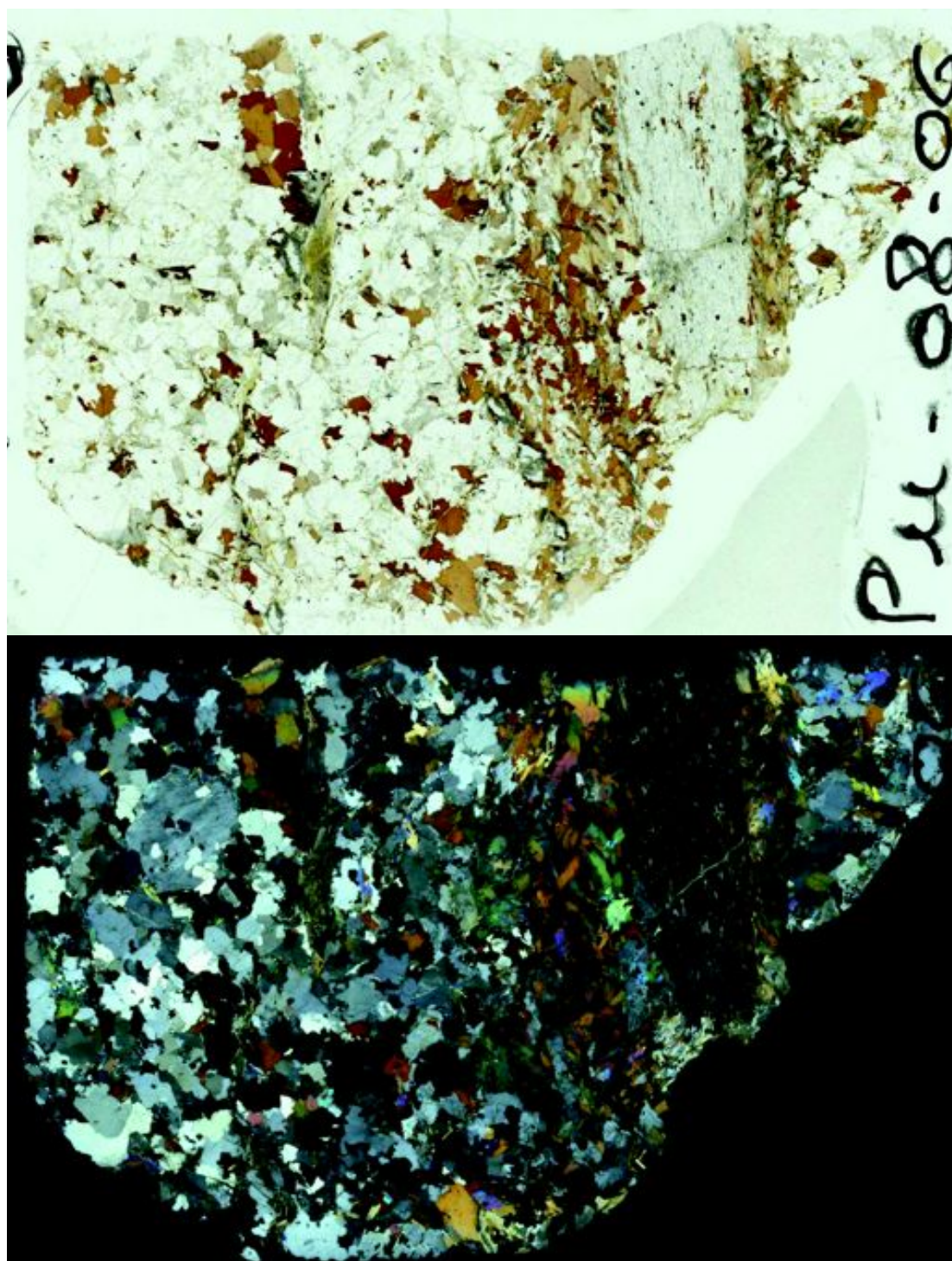
Unité de La Victoria, métasédiments à faisceaux de fibrolite.





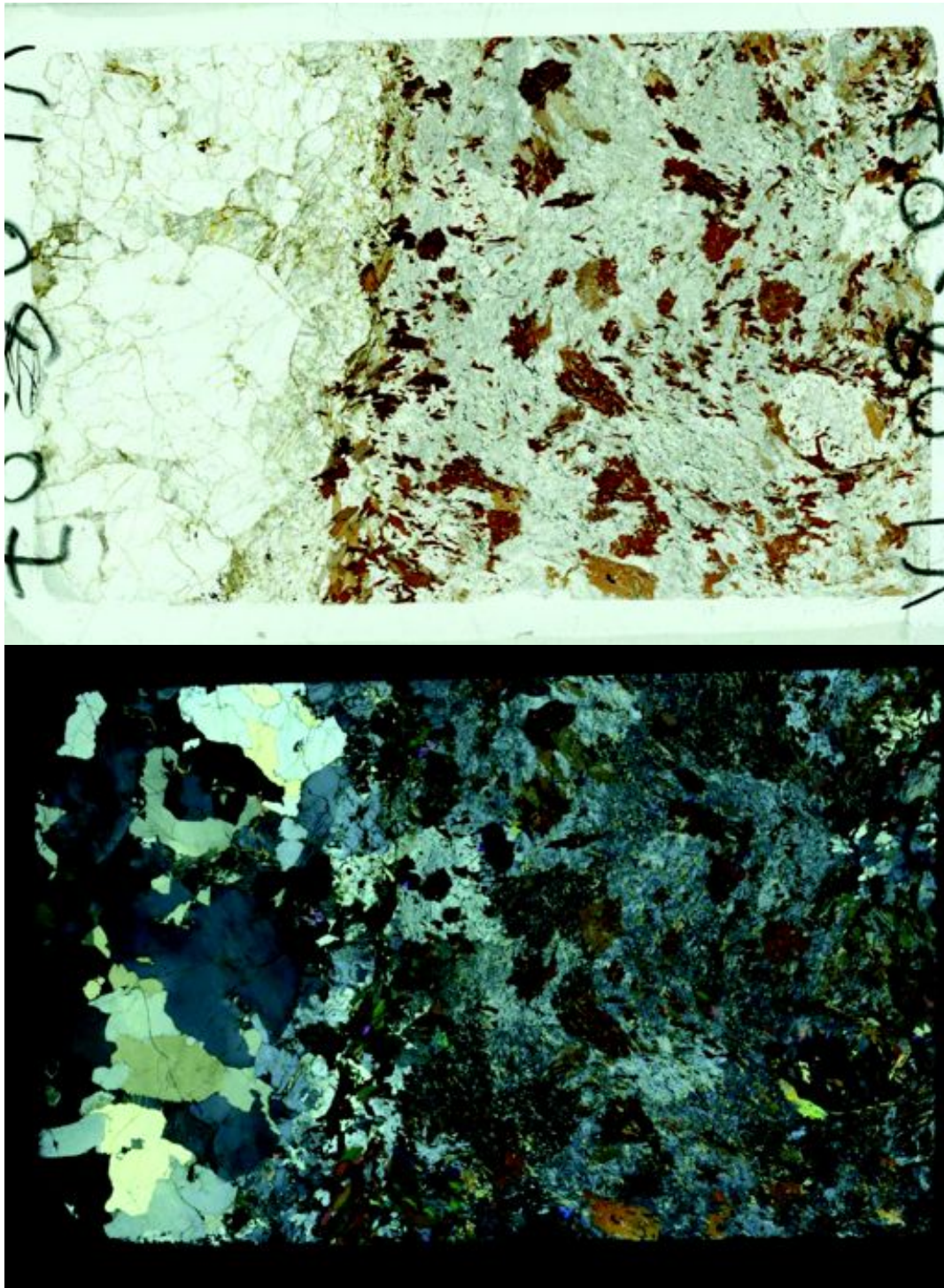
Unité de La Victoria, métasédiments andalousite, disthène et sillimanite.





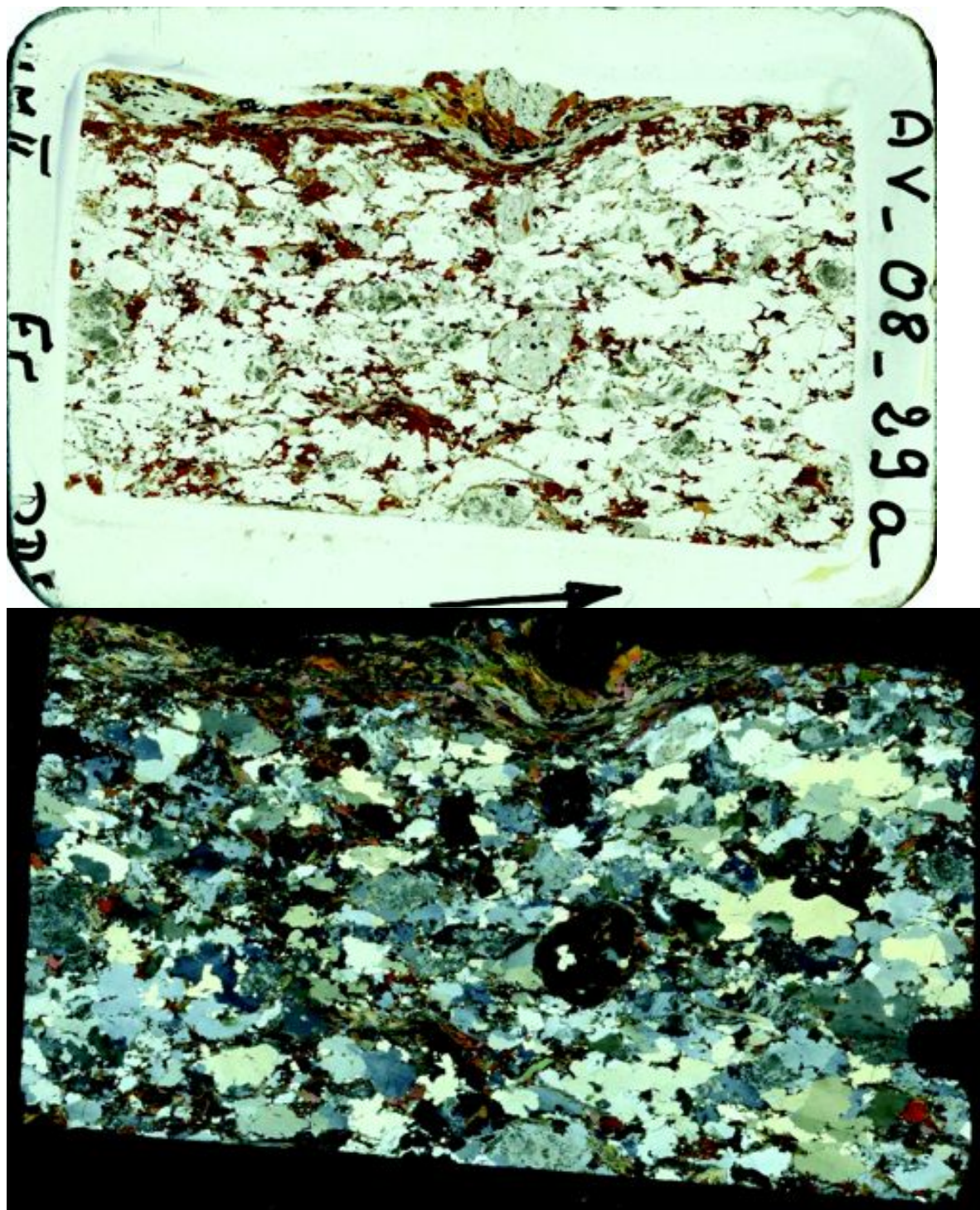
Partie supérieure de l'unité de La Bocana, métasédiments partiellement fondus à niveau mélanocrates riches en sillimanite et biotite.





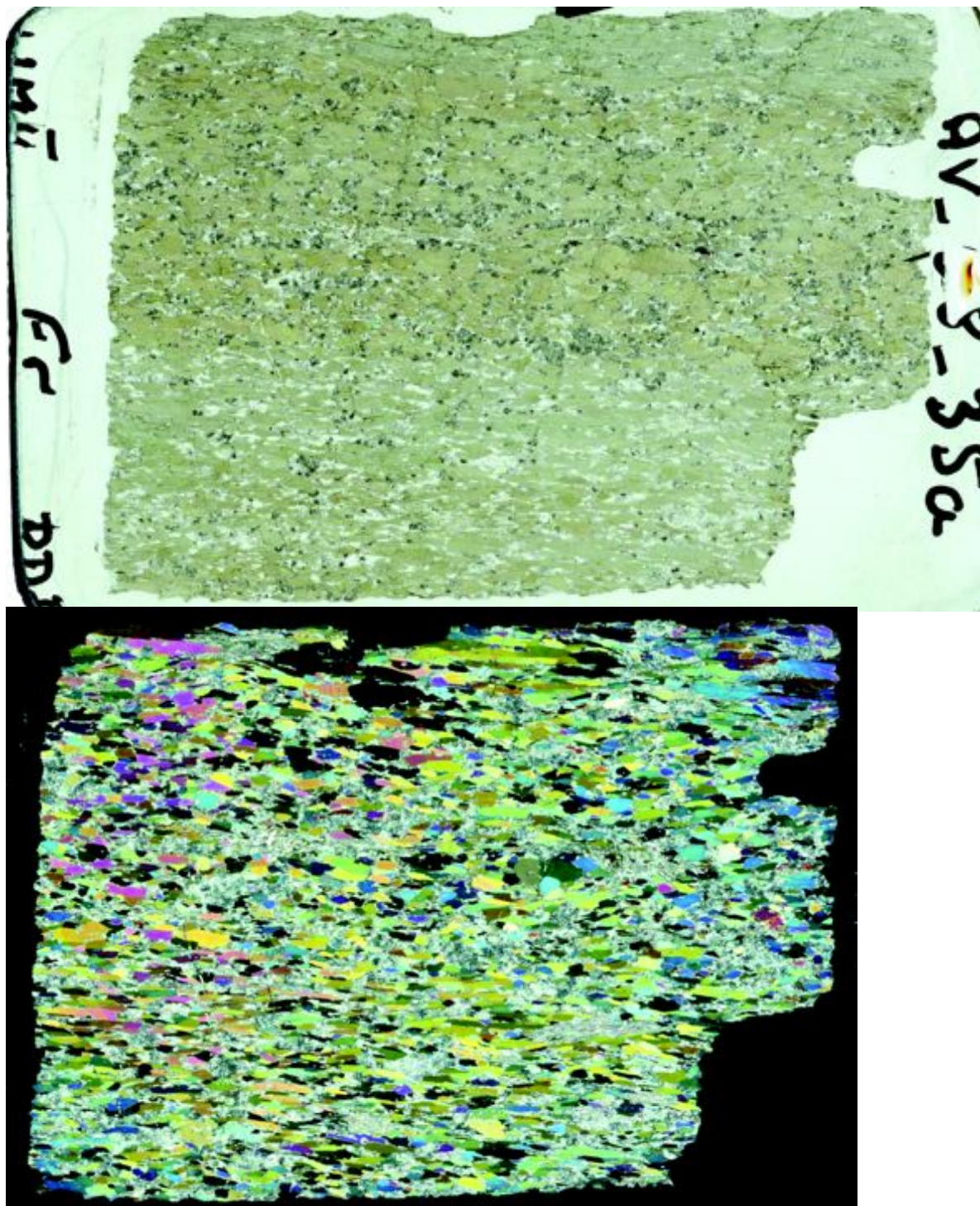
Transition entre les parties supérieure et inférieure de La Bocana, métasédiments fondues à niveau résiduels grenat + sillimanite + biotite.





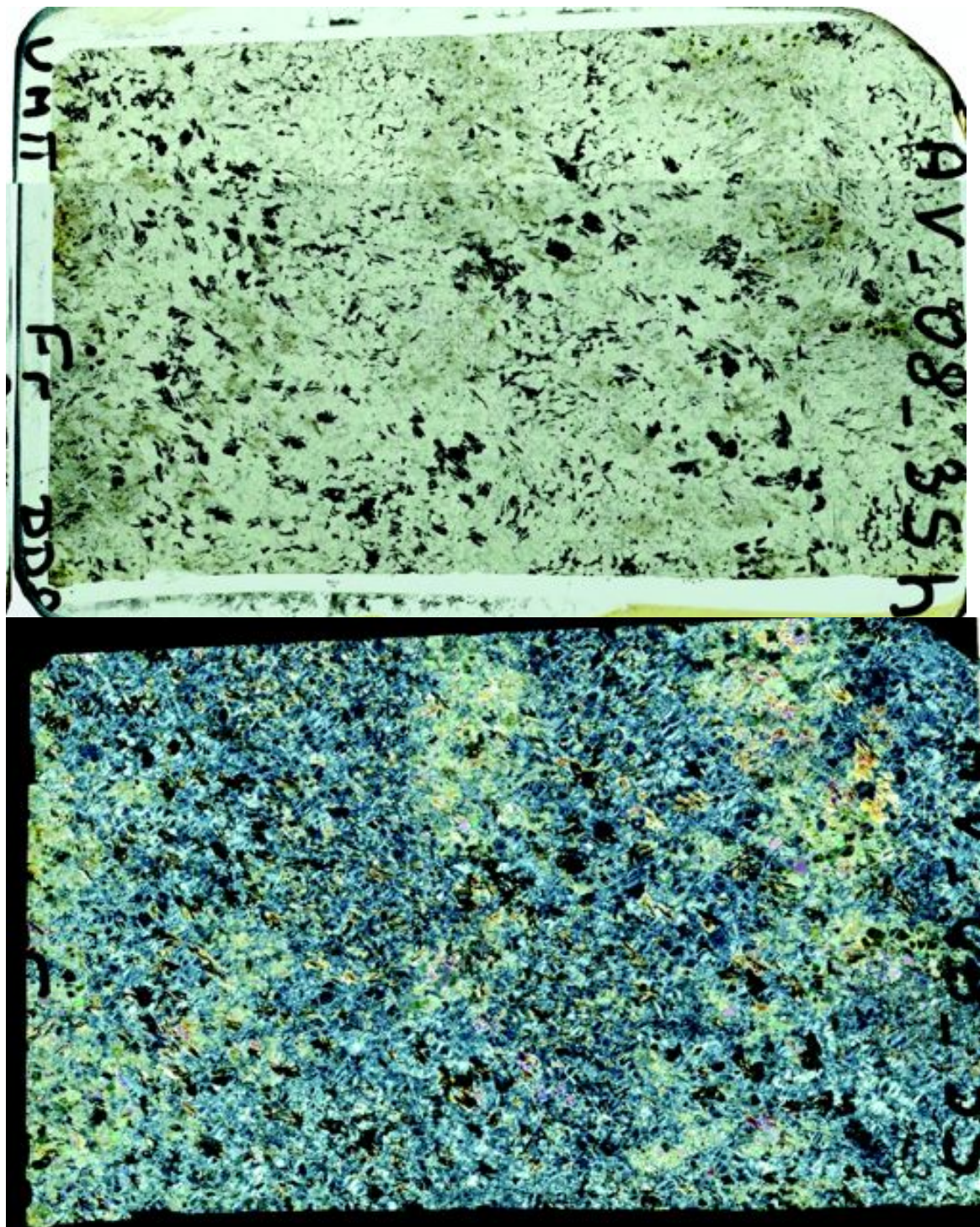
Partie inférieure de La Bocana, texture typique des diatexites mésocrates à grenat. Notez la présence d'un "schlieren" en haut de la lame.





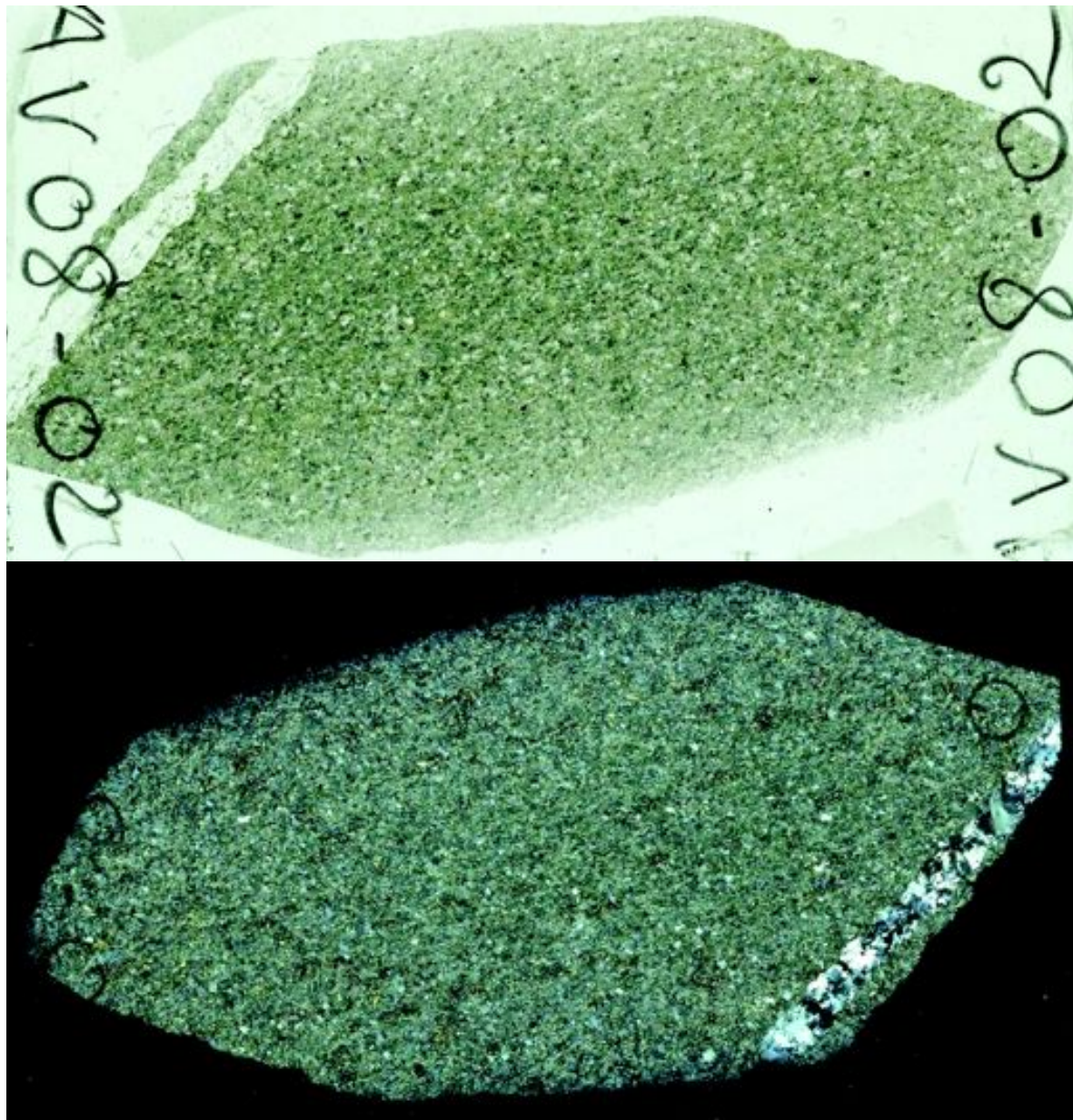
Unité de Piedras, métagabbros entièrement amphibolitisés.





Unité de Piedras, enclave ultrabasique à reliques olivine et magnétite.





Unité d'Arenillas-Panupalí, metabasaltes métamorphisés en faciès schistes verts à reliques de HP-BT (glaucophane).



## Compilation de l'article du chapitre 10

Author(s)	Age	±	Latitude	d (Trench)	d (Carb)	Location/Unit	Lithology	Type
Avila et al., 2006	243	5	32,95	330	-120	-	Ignimbrite	S-type
Breitkeutz et al., 1996	246,3	-	23,52	345	75	Peine and Gas formation	Ignimbrite	S-type
Breitkeutz et al., 1996	248,1	-	23,53	345	75	Peine and Gas formation	Ignimbrite	S-type
Breitkeutz et al., 1996	247	-	23,67	345	75	Peine and Gas formation	Ignimbrite	S-type
Breitkeutz et al., 1996	247,4	-	23,68	345	75	Peine and Gas formation	Ignimbrite	S-type
Cardona et al., 2010	276,5	5,1	-10,5	157	-	Colombia santa Marta region	granodiorite	I-type
Cardona et al., 2010	264,9	4	-10,5	157	-	Colombia santa Marta region	granite	I-type
Chew et al., 2008	230	3	5,18	318	-112	Cordillera real of peru	Granitoid	A,I-type
Cochrane et al., 2011	234,2	1,1	-	-	-	Loja terrane of Ecuador	Granitoid	S-type
Cochrane et al., 2011	234,6	0,95	-	-	-	Loja terrane of Ecuador	Granitoid	S-type
Cochrane et al., 2011	239,2	2,2	-	-	-	Loja terrane of Ecuador	Granitoid	S-type
Cochrane et al., 2011	245,7	5,6	-	-	-	Loja terrane of Ecuador	Granitoid	S-type A+S-type
Damm et al., 1986	256	3	20,82	260	-10	Collahuasi to Chuquicatama	Granite	S-type
Dorr et al., 1995	204,6	-	-7,33	560	130	Colombia	Granodiorite/tonalite	I-type
Farrar et al., 1989	225,4	4	16,28	470	20	Zongo	Monzogranite	S-type
Hervé et al., 2010	249	3	52,33	157	-256	Patagonia	Gt-Sil-Bt Gneiss	S-type
Litherland et al., 1994	227,6	3,2	0,23	322	-108	Loja terrane of Ecuador	granite	S-type A+S-type
Martin et al., 1999	242	1,5	29,33	220	-50	Chollay El léon	Quartz porphyry	A+S-type
Martin et al., 1999	242,5	1,5	29,33	220	-50	Chollay El léon	Rhyolitic porphyry	A+S-type
Martin et al., 1999	265,8	5,6	29,33	220	-50	Guanaco	Rhyolitic tuf	A+S-type
Martin et al., 1999	249,7	3,2	30,1	230	-220		Quartz porphyry	A+S-type
Martin et al., 1999	221		-	-	-	El Colorado + La laguna units	Rhyolitic + gabbro	S-type A+S-type
Masterman 2003	245	12	20,97	261	-9	Collahuasi to Chuquicatama	granodiorite	I-type
Masterman 2003	293	14	20,97	261	-9	Collahuasi to Chuquicatama	Rhyodacite	I-type
Miscovic et al., 2009	309	4	6,8	400	-30	Mitu group of peru	Granodiorite	I-type
Miscovic et al., 2009	320	3,8	6,9	381	-49	Mitu group of peru	Granodiorite	I-type
Miscovic et al., 2009	313,5	4,5	7	385	-45	Mitu group of peru	Tonalite	I-type
Miscovic et al., 2009	313,9	4,3	7	375	-55	Mitu group of peru	Granodiorite	I-type
Miscovic et al., 2009	313	4,3	7,2	380	-50	Mitu group of peru	Granodiorite	I-type
Miscovic et al., 2009	333,2	7,7	7,8	373	-57	Mitu group of peru	Monzogabbro	I-type
Miscovic et al., 2009	301	5,2	8,1	370	-60	Mitu group of peru	Quartz monzonite	I-type
Miscovic et al., 2009	244,5	3,3	8,1	370	-60	Mitu group of peru	Granite	S-type
Miscovic et al., 2009	304,5	7,2	8,5	410	-20	Mitu group of peru	Granite	I-type
Miscovic et al., 2009	316,7	5,9	8,6	410	-20	Mitu group of peru	Granite	I-type
Miscovic et al., 2009	293,3	5	8,7	430	0	Mitu group of peru	Granite	I-type

## Annexes

Miscovic et al., 2009	313,4	5,2	9,2	400	-30	Mitu group of peru	Granite	I-type
Miscovic et al., 2009	309,4	4	10,7	388	-62	Mitu group of peru	Granite	I-type
Miscovic et al., 2009	227,4	3,8	10,7	360	-90	Mitu group of peru	K-feldspar granite	S-type
Miscovic et al., 2009	238	3,6	10,7	390	-60	Mitu group of peru	Granite	S-type
Miscovic et al., 2009	253,6	6,3	10,7	375	-75	Mitu group of peru	Tonalite	S-type
Miscovic et al., 2009	255,6	7,4	10,7	384	-66	Mitu group of peru	Granite	S-type
Miscovic et al., 2009	258,4	4,4	10,7	382	-68	Mitu group of peru	Granite	S-type
Miscovic et al., 2009	260,9	4,2	10,7	348	-102	Mitu group of peru	Granodiorite	S-type
Miscovic et al., 2009	303,8	5,3	10,8	350	-100	Mitu group of peru	Granodiorite	I-type
Miscovic et al., 2009	246,8	4,6	10,8	378	-72	Mitu group of peru	Granite	S-type
Miscovic et al., 2009	256,3	4,8	11	400	-50	Mitu group of peru	Granite	S-type
Miscovic et al., 2009	250	5,9	11,2	425	-25	Mitu group of peru	K-feldspar granite	S-type
Miscovic et al., 2009	317,4	4,4	11,3	335	-115	Mitu group of peru	Granite	I-type
Miscovic et al., 2009	223	12	11,3	340	-110	Mitu group of peru	Granite	S-type
Miscovic et al., 2009	259,7	8,1	11,3	345	-105	Mitu group of peru	K-feldspar granite	S-type
Miscovic et al., 2009	265,5	7,3	11,3	390	-60	Mitu group of peru	Granite	S-type
Miscovic et al., 2009	315,2	4,3	11,3	340	-110	Mitu group of peru	K-feldspar granite	S-type
Miscovic et al., 2009	254,5	4,2	11,4	400	-50	Mitu group of peru	Granodiorite	S-type
Miscovic et al., 2009	260	18	11,5	337	-113	Mitu group of peru	K-feldspar granite	S-type
Miscovic et al., 2009	292	20	11,8	350	-100	Mitu group of peru	Granite	I-type
Miscovic et al., 2009	284	15	12	333	-117	Mitu group of peru	Granite	I-type
Miscovic et al., 2009	257,6	8,6	12,4	340	-110	Mitu group of peru	Granite	S-type
Miscovic et al., 2009	217,8	3,5	13	340	-110	Mitu group of peru	Granite	S-type
Miscovic et al., 2009	324,1	5,3	13,2	434	-16	Mitu group of peru	Granite	I-type
Miscovic et al., 2009	284,8	4,6	13,3	450	0	Mitu group of peru	Quartz syenite	I-type
Miscovic et al., 2009	291,5	5,8	13,3	435	-15	Mitu group of peru	K-feldspar granite	I-type
Miscovic et al., 2009	226	10	13,3	410	-40	Mitu group of peru	Rhyolitic tuff	S-type
Miscovic et al., 2009	243,4	6,7	13,3	298	-152	Mitu group of peru	Quartz Monzonite	S-type
Miscovic et al., 2009	238,4	4,9	13,4	308	-142	Mitu group of peru	Granite	S-type
Miscovic et al., 2009	207	3,4	13,8	515	65	Carabaya	Monzodiorite	S-type
Miscovic et al., 2009	208,4	4,9	14	520	70	Carabaya	Monzodiorite	S-type
Miscovic et al., 2009	227,7	5,6	14	492	42	Mitu group of peru	Granodiorite	S-type
Miscovic et al., 2009	227,4	4,2	14,1	370	-80	Mitu group of peru	Granite	S-type
Miscovic et al., 2009	227,4	5,4	14,2	505	55	Mitu group of peru	Granite	S-type
Montes et al., 2010	241,4	3,9	-9,25	405	-	Santa Marta Colombia	Granitoid	S-type
Montes et al., 2010	241,6	3,9	-9,25	405	-	Santa Marta Colombia	Granitoid	S-type
Montes et al., 2010	239,6	2,9	-9,25	405	-	Santa Marta Colombia	Granitoid	S-type
Munizaga et al., 2008	303,2	2	21	250	-20	Quebrada Blanca mine	Granite	I-type
Munizaga et al., 2009	292,7	1,9	21,2	245	-25	Los Colorados Prospect	Granite	I-type
Munizaga et al., 2010	307,9	2,8	21,3	245	-25	Los Colorados Prospect	Rhuolote	I-type
Munizaga et al., 2011	298,8	2,2	21,3	245	-25	Los Colorados Prospect	Dacite	I-type

## Annexes

Munizaga et al., 2012	297,6	2,4	21,15	258	-12	El Loa Prospect	Rhyolite	I-type
Munizaga et al., 2013	304,6	3,2	20,97	260	-10	Roasario mine	Rhyolite	I-type
Munizaga et al., 2014	296,9	4,3	20,98	270	0	Ujina Mine	Dacite	I-type
Munizaga et al., 2015	298,3	2,1	20,97	259	-11	Roasario mine	Rhyolite	I-type
Munizaga et al., 2016	303,9	3	20,97	260	-10	Roasario mine	Rhyolite	I-type
Munizaga et al., 2017	308,5	2,2	20,97	260	-10	Roasario mine	Rhyolite	I-type
Munizaga et al., 2018	244,8	2,5	21	268	-2	La Profunda Prospect	Dacite	S-type
Munizaga et al., 2019	248,7	3,3	20,83	255	-15	Characolla Prospect	Granite	S-type
Munizaga et al., 2020	243,2	2,1	20,83	255	-15	Characolla Prospect	Granite	S-type
Noble et al., 1997	227,5	0,8	3,78	205	-225	Marcabelli	Granodiorite	S-type
Pankhurst et al., 2006	250	2	40,28	560	147	Northern Patagonia	Granite	I,S-type
Pankhurst et al., 2006	290	3	40,3	420	7	Northern Patagonia	Granite	I-type
Pankhurst et al., 2006	264	2	40,32	560	147	Northern Patagonia	Felsic dome	I,S-type
Pankhurst et al., 2006	273	2	40,35	565	152	Northern Patagonia	Granodiorite	I,S-type
Pankhurst et al., 2006	260	-	40,38	760	347	Northern Patagonia	Granite	I-type
Pankhurst et al., 2006	246	2	40,48	560	147	Northern Patagonia	Rhyolite	I,S-type
Pankhurst et al., 2006	281	3	40,6	717	304	Northern Patagonia	Granite	I-type
Pankhurst et al., 2006	323	3	41,55	325	-88	Northern Patagonia	Granite	I-type
Pankhurst et al., 2006	295	2	41,72	405	-8	Northern Patagonia	Tonalite	I-type
Pankhurst et al., 2006	281	2	41,78	426	13	Northern Patagonia	Granite	I-type
Pankhurst et al., 2006	330	4	41,83	330	-83	Northern Patagonia	Granite	I-type
Pankhurst et al., 2006	329	4	42,22	405	-8	Northern Patagonia	Granite	I-type
Pankhurst et al., 2006	294	3	42,32	570	157	Northern Patagonia	Granodiorite	I-type
Pankhurst et al., 2006	257	2	44,18	577	164	Northern Patagonia	Granite	I,S-type
Pankhurst et al., 2006	289	2	44,18	586	173	Northern Patagonia	Leucogranite	I,S-type
Reitsma et al., 2010	234	-	14,5	395	-55	Mitu group of peru	Rhyolite	A-type
Rocha-Campos et al., 2011	264,7	5,2	34,65	430	-20	Choyoi group of W Argentina	Andesitic Breccias	A,I-type
Rocha-Campos et al., 2011	251,9	4,3	34,7	435	-15	Choyoi group of W Argentina	Rhyolites Ignimbrites	A-type
Rocha-Campos et al., 2011	281,4	4,5	34,78	420	-30	Choyoi group of W Argentina	Rhyolites Ignimbrites	I-type
Shiuma&Llambias., 2008	203,75	0,26	38,51	450	0	Neuquen Basin of Argentina	Andesite	I-type
Shiuma&Llambias., 2008	199	1,5	38,98	435	-15	Neuquen Basin of Argentina	Andesite	I-type
Shiuma&Llambias., 2008	284	1,3	39,2	430	-20	Neuquen Basin of Argentina	Andesite	I-type
Shiuma&Llambias., 2008	286,5	2,3	39,2	430	-20	Neuquen Basin of Argentina	Granodiorite	I-type
Spalleti et al., 2008	230,3	2,3	32,83	276	-174	Potreriillos area of Argentina	Tuff	S-type
Spalleti et al., 2008	239	4,5	32,83	280	-170	Potreriillos area of Argentina	Tuff	S-type
Spalleti et al., 2008	239,7	2,2	32,83	276	-174	Potreriillos area of Argentina	Tuff	S-type
Spalleti et al., 2008	258	4	32,83	276	-174	Potreriillos area of Argentina	Tuff	S-type
Spalleti et al., 2008	267	4	32,83	276	-174	Potreriillos area of Argentina	Tuff	S-type
Varela et al., 2005	273,1	9,5	40,62	377	-36	Paso flores	Tonalite	I-Type
Varela et al., 2005	279	18	40,97	390	-23	Loma Miranda	Tonalite	I-Type
Varela et al., 2005	281	17	41,2	413	0	Comallo	Granodiorite	I-Type

## Annexes

---

Varela et al., 2005	226	17	41,2	414	1	Lago Gutiérrez	Granodiorite	S-type
Varela et al., 2005	286	13	41,7	397	-16	Rio Chico	Granodiorite	I-Type
Varela et al., 2005	272,4	2,2	41,77	410	-3	Mamil choique	Granodiorite	I-Type
Villagomez 2011	237,5	5,5	-4,47	277	-153	Colombia	Granodiorite	S-type
Villagomez 2011	271,9	3,7	-4,28	330	-100	Colombia	Granite	S-type
Vinasco et al., 2006	227,6	4,5	5,67	300	-130	Amaga stock	Granite	S-type
Vinasco et al., 2006	250	-	5,67	300	-130	La Palmitas	Granitic gneiss	S-type
Willner et al., 2005	257	1	34,3	150	-300	Western series of Chile	Granodiorite	I-type
Willner et al., 2005	305	1	34,62	134	-316	Late paleozoic granitoids	Granite	I-type
Willner et al., 2005	224	1	35,4	140	-310	Western series of Chile	Granitoid	S-type